

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Аржанникова Анастасия Валентиновна

**МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ - КАЙНОЗОЕ**

Специальность: 25.00.03 - геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Иркутск – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| ВВЕДЕНИЕ..... | 5 |
| Глава 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ..... | 13 |
| Глава 2. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП..... | 24 |
| 2.1. Время закрытия Монголо-Охотского океана и начала орогенеза..... | 24 |
| 2.1.1. Обзор опубликованных данных..... | 24 |
| 2.1.2. Время закрытия Монголо-Охотского океана по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из юрских отложений Восточно-Забайкальского прогиба (северная часть Керулено-Аргунского террейна)..... | 30 |
| 2.1.3. Закрытие Монголо-Охотского океана и тектоническая позиция Восточно-Забайкальского прогиба..... | 42 |
| 2.1.4. Выводы..... | 45 |
| 2.2. Время начала растяжения и эволюция позднемезозойского рельефа..... | 46 |
| 2.2.1. Обзор опубликованных данных..... | 46 |
| 2.2.2. Стратиграфия, возраст и источники сноса осадочных отложений Тугнуйской впадины..... | 51 |
| 2.2.2.1. Стратиграфия осадочных отложений..... | 51 |
| 2.2.2.2. Возраст и эволюция источников сноса осадков по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из юрских отложений Тугнуйской впадины..... | 53 |
| 2.2.3. Стратиграфия, возраст и источники сноса осадочных отложений Гусиноозерской впадины..... | 66 |
| 2.2.3.1. Стратиграфия осадочных отложений (обзор опубликованных данных)..... | 67 |
| 2.2.3.2. Возраст и эволюция источников сноса осадков по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из отложений Гусиноозерской Впадины..... | 74 |
| 2.2.3.3. Тектонический контроль формирования Гусиноозерской впадины..... | 83 |
| 2.3. Основные выводы..... | 85 |
| Глава 3. ЭТАП СТАБИЛИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ВЫРАВНИВАНИЯ РЕЛЬЕФА..... | 88 |
| 3.1. Обзор опубликованных данных..... | 88 |
| 3.2. Возраст поверхности выравнивания Окинского плоскогорья и скорость ее денудации..... | 93 |
| 3.2.1. Морфология Окинского плоскогорья..... | 93 |
| 3.2.2. Миоценовая палеотопография Окинского плоскогорья..... | 96 |
| 3.2.3. Возраст поверхности выравнивания и скорость ее денудации по результатам трекового датирования апатита..... | 102 |
| 3.2.4. Скорость денудации Окинского плато по результатам ¹⁰ Be анализа..... | 110 |
| 3.2.5. Эволюция Окинского плато..... | 111 |
| 3.3. Основные выводы..... | 113 |
| Глава 4. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА..... | 115 |
| 4.1. Неотектоническая структура района исследований..... | 115 |
| 4.2. Геофизические данные: моделирование современной структуры и деформации коры и литосферы (обзор)..... | 119 |
| 4.3. Основные деформационные структуры изучаемого региона..... | 123 |
| 4.3.1. Байкальская рифтовая система..... | 123 |
| 4.3.1.1. Приморский разлом..... | 127 |
| 4.3.1.1.1. Морфотектоническая характеристика..... | 127 |
| 4.3.1.1.2. Методы..... | 131 |
| 4.3.1.1.3. Палеосейсмологические исследования..... | 132 |
| 4.3.1.1.4. Обсуждение результатов..... | 139 |

| | |
|--|-----|
| 4.3.1.1.5. Выводы..... | 143 |
| 4.3.1.2. Кичерский разлом..... | 143 |
| 4.3.1.2.1. Тектоническая характеристика района исследований..... | 146 |
| 4.3.1.2.2. Морфотектонический анализ района выхода р. Неручанда из хребта во впадину..... | 148 |
| 4.3.1.2.3. Палеосейсмологические исследования..... | 153 |
| 4.3.1.2.4. ¹⁰ Ве датирование террас..... | 156 |
| 4.3.1.2.5. Оценка скоростей вреза р. Неручанда и скоростей смещения по Кичерскому разлому..... | 165 |
| 4.3.1.2.6. Интервалы повторяемости сильных землетрясений..... | 167 |
| 4.3.1.2.7. Выводы..... | 168 |
| 4.3.1.3. Баргузинский разлом..... | 169 |
| 4.3.1.3.1. Изучение сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюкчикан..... | 171 |
| 4.3.1.3.2. Изучение сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюн..... | 178 |
| 4.3.1.3.3. Обсуждение результатов и выводы..... | 181 |
| 4.3.1.4. Тункинская часть Байкальского рифта..... | 182 |
| 4.3.1.4.1. Центральная часть Тункинской системы впадин. Тункинский разлом..... | 186 |
| 4.3.1.4.1.1. Морфотектонический анализ района выхода р. Кынгарга из Тункинского хребта..... | 188 |
| 4.3.1.4.1.2. Датирование террас методом in situ ¹⁰ Ве..... | 198 |
| 4.3.1.4.1.3. Скорости вреза и скорости смещения по разлому..... | 201 |
| 4.3.1.4.1.4. Тектонический и климатический контроль формирования террас р. Кынгарга..... | 204 |
| 4.3.1.4.1.5. Выводы..... | 210 |
| 4.3.1.4.2. Восточная часть Тункинской системы впадин. Область сближения Главного Саянского и Тункинского разломов..... | 211 |
| 4.3.1.4.2.1. Сеймотектоническая характеристика района исследований..... | 212 |
| 4.3.1.4.2.2. Распределение и кинематика самых молодых деформаций по Тункинскому и Главному Саянскому разломам в зоне их сближения..... | 216 |
| 4.3.1.4.2.3. Оценка горизонтальной скорости смещения по юго-восточному отрезку Главного Саянского разлома..... | 222 |
| 4.3.1.4.2.4. Анализ сейсмической активности Главного Саянского и Тункинского разломов в зоне их сочленения..... | 228 |
| 4.3.1.4.2.5. Обсуждение результатов..... | 234 |
| 4.3.1.4.2.6. Выводы..... | 237 |
| 4.3.1.4.3. Западная часть Тункинской системы впадин..... | 239 |
| 4.3.1.4.3.1. Сейсмичность и особенности напряженно-деформированного состояния земной коры..... | 240 |
| 4.3.1.4.3.2. Структурно-геоморфологический и сейсмологический анализ..... | 242 |
| 4.3.1.4.3.3. Мондинский разлом..... | 246 |
| 4.3.1.4.3.3.1. Палеосейсмологические исследования восточного участка Мондинского разлома..... | 251 |
| 4.3.1.4.3.3.2. Палеосейсмологические исследования западного участка Мондинского разлома..... | 259 |
| 4.3.1.4.3.3.3. Взбросовые голоценовые деформации в пределах Мондинской впадины..... | 267 |
| 4.3.1.4.3.3.4. Заключение..... | 269 |

| | |
|---|------------|
| 4.3.1.4.4. Особенности позднечетвертичной морфотектонической эволюции Тункинского сектора Байкальского рифта (заключение)..... | 271 |
| 4.3.1.5. Обсуждение скоростей смещения по разломам Байкальского рифта | 275 |
| 4.3.2. Восточно-Саянский горный массив..... | 280 |
| 4.3.2.1. Краткая история развития рельефа Восточного Саяна..... | 281 |
| 4.3.2.2. Позднекайнозойская активизация горообразования и кинематика главных морфоконтролирующих разломов юго-восточной части Восточного Саяна..... | 284 |
| 4.3.2.3. Молодые деформации в зоне Окино-Жомболокского разлома..... | 293 |
| 4.3.2.4. Разломно-блоковое строение и деформационный режим юго-восточной части Восточного Саяна..... | 298 |
| 4.3.2.5. Заключение..... | 309 |
| 4.3.3. Забайкальская область растяжения..... | 311 |
| 4.3.3.1. Темникский разлом..... | 312 |
| 4.3.3.1.1. История развития района исследований..... | 314 |
| 4.3.3.1.2. Позднечетвертичные деформации в зоне Темникского разлома... | 318 |
| 4.3.3.1.3. Заключение..... | 325 |
| 4.3.3.2. Хилокский разлом..... | 325 |
| 4.3.3.2.1. Морфотектонические исследования..... | 326 |
| 4.3.3.2.2. Палеосейсмологические исследования..... | 328 |
| 4.3.3.2.3. Заключение..... | 332 |
| 4.4. Особенности морфоструктурной эволюции региона на неотектоническом этапе | 332 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ЭТАПЫ И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ..... | 335 |
| Список литературы..... | 344 |
| Приложения..... | 390 |

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований

История развития Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое изучалась на протяжении многих лет специалистами различных направлений. При этом результаты, полученные отдельно при структурно-геоморфологических, седиментологических или геохронологических исследованиях, часто входят в противоречие друг с другом, что оставляет не выясненными важные вопросы пространственно-временной закономерности развития рельефа региона. До последнего времени изучение истории развития рельефа базировалось на относительных определениях его возраста по данным геолого-геоморфологических исследований. С развитием методов абсолютной геохронологии появилась возможность точного датирования различных форм рельефа земной поверхности, а также оценки скоростей тектонических смещений и эрозионных процессов. Использование методов абсолютной геохронологии для определения времени формирования различных морфоструктур в комплексе с традиционными геоморфологическими, седиментологическими и палеосейсмологическими исследованиями является новым современным подходом к изучению эволюции рельефа. Комплексный подход особенно хорошо применим к изучению многофазного рельефа, как раз такого, как в районе Монголо-Охотского шва и южной границы Сибирской платформы. Актуальность исследований определяется необходимостью восполнения пробелов и устранения противоречий в пространственно-временной модели формирования рельефа Прибайкалья и Забайкалья, а количественная оценка возраста морфоструктурных элементов, скоростей тектонических смещений и эрозионных процессов позволяет соответствовать данным исследованиям современному мировому уровню. В прикладном аспекте, наиболее актуальным вопросом является оценка скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Прибайкалья и Забайкалья. Оценка скоростей смещения по разломам является необходимым звеном при прогнозе сейсмического риска, что особенно актуально в таком сейсмоопасном регионе, как Байкальский.

Цель исследований

Целью исследований является выделение основных этапов и особенностей морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья от закрытия Монголо-Охотского океана до Байкальского рифтогенеза.

Основные задачи исследований

1. Определение времени и характера закрытия Монголо-Охотского океана в районе Забайкалья на основании геохронологического изучения морских и континентальных отложений мезозойских впадин.

2. Выделение основных этапов морфоструктурной эволюции, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции.

3. Определение возраста, характера и скорости позднемезозойско – раннекайнозойской денудации в районе южной границы Сибирской платформы, отражающей постколлизионный этап выравнивания рельефа.

4. Определение особенностей позднекайнозойской морфоструктурной эволюции Восточного Саяна и юго-западного фланга Байкальского рифта, связанных с распространением к северу деформаций сжатия от Индо-Азиатской коллизии.

5. Определение позднеплейстоцен-голоценовых скоростей смещения по морфоконтролирующим разломам Байкальского рифта и Забайкалья и оценка их сейсмического потенциала.

Фактический материал и личный вклад автора

В основе работы лежит фактический материал, собранный автором в экспедиционных исследованиях в Прибайкалье и Забайкалье в 2000-2020 гг. Большинство работ проходило в рамках проектов российских и международных конкурсов РФФИ под руководством автора (05-05-66812-НЦНИЛ «Хронология третичных деформаций сжатия в Саянском горном массиве и их взаимодействие с растяжением в Байкальской рифтовой системе», 06-05-64111 «Гидрографическая перестройка в условиях позднекайнозойской тектонической активизации

юга Сибирской платформы», 09-05-91052-НЦНИ «История мезозойского рельефа в районе Монголо-Охотского пояса (Сибирь): формирование, размер и деструкция», 13-05-91052-НЦНИ «Тектоническое развитие и эволюция рельефа Забайкалья от мезозоя до наших дней», 13-05-00247 «Эволюция рельефа в южном обрамлении Сибирской платформы в позднем мезозое – кайнозое», 17-05-00191 «Комплексное геоморфологическое, геохронологическое, геохимическое и палеоботаническое изучение мезо-кайнозойской морфотектонической эволюции Забайкалья», 17-55-150002-НЦНИ «Морфотектоническое и геохронологическое изучение террасовых комплексов рек в зонах активных разломов Байкальского рифта: новые данные на базе космогенно-нуклидного и OSL датирования»). Постановка задач, определение объектов и методов исследований, а также интерпретация полученных результатов в рамках вышеперечисленных проектов осуществлялись непосредственно автором.

Результаты работ базируются на полевых морфотектонических, седиментологических, палеосейсмологических, а также геохронологических исследованиях. Образцы для U-Pb датирования детритовых цирконов отбирались в поле и анализировались при непосредственном участии автора в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (Улан-Удэ, Россия). Образцы для ^{10}Be датирования отбирались и анализировались также при непосредственном участии автора в Национальной Лаборатории Космогенных Нуклидов (The National Laboratory for Cosmogenic Nuclides) Европейского центра SEREGE (Франция). Образцы для трекового датирования апатита и радиоуглеродного датирования отбирались при участии автора и отправлялись для исследований в лаборатории университетов г. Ренн (Франция) и г. Познан (Poznan Radiocarbon Laboratory) (Польша). Ar-Ar датирование вулканитов, проводилось в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (Иркутск). Всего было проанализировано 133 образца, из них 13 - U-Pb LA-ICP-MS методом датирования цирконов, 2 – Ar-Ar датированием вулканитов, 6 – трековым датированием апатитов, 70 –методом космогенно-нуклидного ^{10}Be датирования и 42 – радиоуглеродным AMS методом датирования.

Защищаемые положения

1. Закрытие Монголо-Охотского океана имело клавишный характер, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту ~165 млн лет назад. В результате коллизии в районе Восточно-Забайкальского прогиба и Верхнеамурской впадины сформировался бассейн форланда, содержащий морские и континентальные отложения. Смена морской обстановки осадконакопления на континентальную в пределах северной части Керулено-Аргунского террейна происходила последовательно с запада на восток с киммериджа (верхняя юра) до валанжина (нижний мел).

2. Позднемезозойская морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья определялась процессами, связанными с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции. На основании изменений условий седиментации и источников сноса, выделено 8 основных этапов морфоструктурной эволюции между ~187 и ~116 млн лет, которые характеризовались сменой, усилением и ослаблением деформаций сжатия и растяжения.

3. Термохронологическое моделирование позволило определить характер позднемезозойско – раннекайнозойской денудации в районе Восточного Саяна. Установлено, что начиная с ранней юры (190 млн лет) территория характеризуется постепенной денудацией рельефа. Образование пенеplена, реликт которого представлен Окинским плато, приходится на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Средняя скорость денудации плато (12-20 м/млн лет) остается постоянной во времени.

4. Позднекайнозойская морфоструктурная эволюция южной части Восточно-Саянского горного массива и юго-западного фланга Байкальского рифта имеет ряд особенностей, связанных с распространением к северу деформаций сжатия от Индо-Азиатской коллизии. Деформации сдвига со сжатием определяют развитие Восточно-Саянского горного массива. На примере западной части Тункинских Гольцов показан механизм формирования горных хребтов в условиях транспрессии. Позднечетвертичная

инверсия направления вертикальных смещений приводит к реализации взбросо-сдвиговых деформаций на субширотных сегментах разломов юго-западного фланга Байкальского рифта.

5. Скорости смещения по разломам Байкальского рифта постоянны на всем позднемиоцен-четвертичном этапе развития и, в среднем, на порядок выше, чем для впадин Забайкалья. Магнитуды разрывообразующих палеоземлетрясений для основных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта оцениваются в интервале 6.6-8.

Научная новизна

В данной работе получены новые данные о возрасте морских и континентальных позднемезозойских отложений Забайкалья, впервые дана количественная оценка времени начала коллизионных процессов, связанных с закрытием Монголо-Охотского океана в районе Забайкалья, а также геохронологические характеристики последующих рельефообразующих процессов, вплоть до голоцена. Результаты датирования показали, что закрытие Монголо-Охотского океана имело клавишный характер, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту. Выделены этапы позднемезозойской морфоструктурной эволюции Забайкалья, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана, последующим формированием коллизионного орогена и его деструкции. Впервые дана количественная оценка скорости денудации и возраста пенеплена на южной границе Сибирской платформы. Показан механизм формирования хребтов Восточного Саяна на позднекайнозойском этапе развития. Впервые оценена геологическая скорость смещения по главным морфоконтролирующим разломам Байкальского рифта и Забайкалья.

Практическая значимость

Новые данные о возрасте осадочных отложений и прорывающих их вулканитов могут быть использованы при геологическом картировании и стратиграфических исследованиях. Оценка скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта и Забайкалья с определением возможных магнитуд и периодов

повторяемости разрывообразующих землетрясений является необходимым звеном при оценке сейсмической опасности территории.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности (формуле и области исследования)

Диссертационная работа представляется по специальности: 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика». Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 работа соответствует пунктам № 3, 4, 5, 9.

Пункт №3: Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

Пункт №4: Сейсмотектоника – изучение тектонических закономерностей проявления землетрясений в пространстве и во времени, составление карт сейсмического районирования.

Пункт №5: Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

Пункт №9: Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна.

Апробация работы и публикации

Результаты исследований докладывались на всероссийских и международных конференциях, таких как: XXVII Генеральная Ассамблея Европейского Геофизического Общества (EGU) (г. Ницца, Франция, 2002), V Российско-Монгольская конференция по астрономии и геофизике (г. Иркутск, 2005), Международная конференция, посвященная 50-летнему юбилею Научного центра астрономии и геофизики Монгольской Академии наук и 50-летней годовщине Гоби-Алтайского землетрясения (г. Улан-Батор, Монголия, 2007), Всероссийское научное совещание «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии» (г. Иркутск, 2007), Всероссийское совещание

«Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» (г. Иркутск, 2009), Всероссийский симпозиум с международным участием, посвященный памяти Н.А. Логачева «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (г. Иркутск, 2010), 32-я Генеральная Ассамблея Европейской Сейсмологической комиссии (г. Монтпелье, Франция, 2010), Генеральная Ассамблея Европейского Геофизического Общества (EGU) (г. Вена, Австрия, 2012), Всероссийское научное совещание «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2013, 2018, 2020); IX Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 2015), IV Всероссийский симпозиум с участием иностранных ученых, посвященный 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева «Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы» (г. Иркутск, 2019), Всероссийское совещание, посвященное памяти профессора С. И. Шермана «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (г. Иркутск, 2021).

По теме диссертации опубликовано более 40 научных работ, из них 21 статья в рецензируемых российских и зарубежных журналах из перечня ВАК, индексируемых в Web of Science.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения общим объемом 410 страниц, включая 117 рисунков, 21 таблицу в тексте и 12 таблиц в приложениях. Список литературы включает 410 наименований.

Благодарности

Прежде всего, выражаю искреннюю благодарность за всестороннюю помощь и поддержку, оказываемую на протяжении всей моей научной карьеры и в процессе работы над диссертацией, моему мужу и коллеге к.г.-м.н. С.Г. Аржанникову, а также моей дочери А.С. Яхненко за постоянную поддержку и помощь в полевых исследованиях. Отдельную благодарность выражаю проф. РАН А.В. Иванову и к.г.-м.н. Е.И. Демонтеровой за

мотивацию к написанию данной работы, за совместные многолетние исследования и плодотворные научные дискуссии, а также за помощь в получении и интерпретации геохронологических результатов. Большую благодарность выражаю всем друзьям и коллегам, которые на разных этапах принимали участие в экспедиционных исследованиях, помогая собирать материал – к.г.-м.н. Е.А. Михеевой, А.А. Чеботареву, к.г.-м.н. А.О. Фролову, к.г.-м.н. Ю.В. Даниловой, к.г.-м.н. Б.С. Данилову, М.Н. Рубцовой, к.г.-м.н. А.Л. Дорожко, к.т.н. М.С. Яхненко, А.В. Блинову, а также всем сотрудникам лаборатории современной геодинамики ИЗК СО РАН за помощь и ценные советы. Особую благодарность автор выражает иностранным коллегам Dr. J.-F. Ritz, Dr. M. Jolivet, Dr. C. Larroque, Dr. R. Braucher, Dr. R. Vassallo, Dr. A. Chauvet, консультации и совместная работа с которыми внесли значительный вклад в формирование изложенных в работе идей и представлений. Глубокую признательность автор выражает к.г.-м.н. В.А. Санькову и д.г.-м.н. Р.М. Семенову за внимательное прочтение работы, критическую оценку и конструктивные замечания.

Глава 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое проходила под влиянием двух крупнейших тектонических событий – (1) закрытия Монголо-Охотского океана в юре, приведшего к коллизии сибирских и монголо-китайских блоков, и последующего за этим раннемелового рифтогенеза, охватившего обширную территорию юга Сибири, Монголии и Китая и (2) Индо-Азиатской коллизии, напряжения от которой транслировались до края Сибирского кратона, где реализовывался Байкальский рифтогенез. Эти два события разделялись периодом относительного тектонического спокойствия, во время которого сформировалась широкомасштабная поверхность выравнивания, остатки которой до сих пор наблюдаются в современном рельефе. В свете развития новейших методов датирования элементов рельефа и определения скоростей тектонических деформаций и эрозионных процессов с помощью методов абсолютной геохронологии, возникла необходимость пересмотра подхода к изучению эволюции рельефа. Исследования, проведенные в рамках данной работы, решают вопросы, которые оставались не выясненными, в том числе, в связи с нехваткой количественных данных. Работа подразделена на главы, соответствующие трем основным этапам развития региона.

Морфология Забайкалья представлена серией позднемезозойских грабенов северо-восточного простирания (рис. 1). Немногочисленные геохронологические данные, существующие для этого района, указывают на то, что грабены формировались одновременно с закрытием Монголо-Охотского океана, или сразу после него. Закрытие океана является крупным событием в структурной эволюции Восточно-Азиатского континента, однако его время и особенности широко дискутируются [Zonenshain et al. 1990; Nie et al., 1990; Nie, 1991; Yin and Nie, 1993; 1996; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Davis et al., 1998; Halim et al., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Didenko et al., 2013; Van der Voo et al., 2015; Yang

et al., 2015; Sorokin et al., 2020 и др.], оставляя много нерешенных вопросов. Среди них – время и этапность формирования коллизионного рельефа и его деструкции. Субдукционные и коллизионные процессы должны были привести к значительному коровому утолщению и интенсивному рельефообразованию. При этом верхняя часть терригенных осадков, заполняющих верхнемезозойские впадины вдоль зоны Монголо-Охотского шва, носит мелкообломочный характер, свидетельствующий об отсутствии активных рельефообразующих процессов. Данное несоответствие свидетельствует о большом разное во времени формирования высокогорного рельефа и впадин, заполненных мелкозернистыми осадками, на одной и той же территории, либо о быстрой деструкции высокогорного рельефа, сформированного в зоне закрытия океана. Изучение возраста и характера осадочного заполнения впадин позволило приблизиться к ответу на вопрос о времени закрытия Монголо-Охотского океана, последующего формирования рельефа и его деструкции, а определение источников сноса осадочного материала - провести палеогеоморфологические реконструкции и выделить этапы эволюции рельефа в зоне КОЛЛИЗИИ.

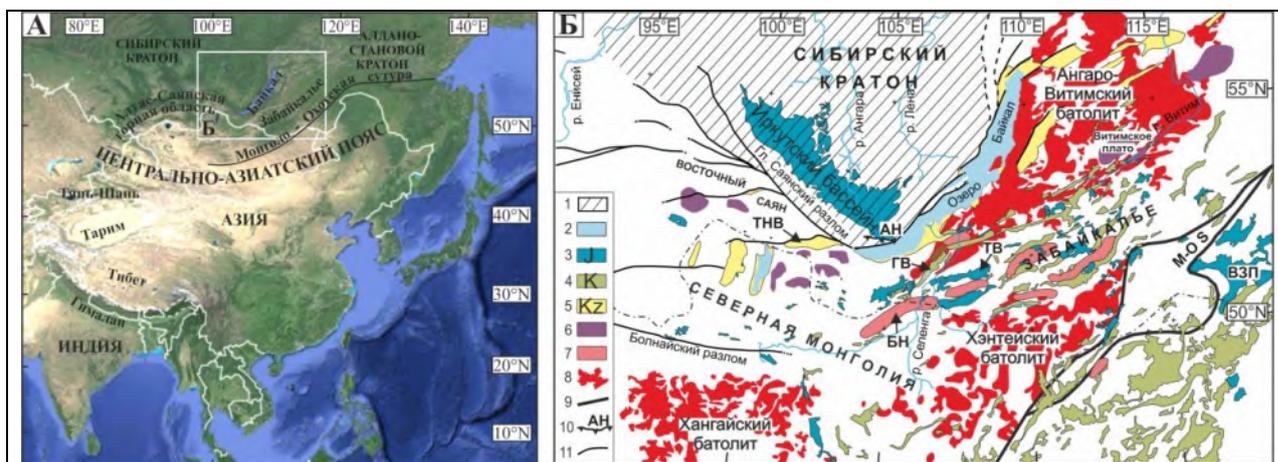


Рис. 1. А - Положение района исследований на карте Азии. Б - основные позднепалеозой-кайнозойские геологические образования Прибайкалья и Забайкалья [Qi & Wang, 2008; Jolivet et al., 2013; Yarmolyuk et al., 2016]. Условные обозначения: 1 - Сибирский кратон, 2 - озера, 3 - юрские осадочные бассейны (ВЗП - Восточно-Забайкальский прогиб, ТВ - Тугтуйская впадина), 4 - Меловые осадочные бассейны (ГВ - Гусиноозерская впадина), 5 - Кайнозойские осадочные бассейны (ТНВ - Тункинская впадина), 6 - Меловые и неогеновые вулканические поля, 7 - Комплексы метаморфических ядер (БН - Бутулийннурский), 8 - Гранитоидные батолиты, 9 - Монголо-Охотская сутура (М-О S), 10 - Ангарский надвиг, 11 - Главные кайнозойские разломы.

Этап тектонического покоя характеризуется выравниванием рельефа. Термохронологические исследования последних десятилетий [Jolivet et al., 2001; 2007; 2011; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2008; 2011(a, б); Sobel et al., 2006; Glorie et al., 2012 и др.] позволили определить методами абсолютной геохронологии возраст пенеplена в различных регионах Центральной Азии. Реликты поверхности выравнивания сохранились на обширной территории от северного Тибета до южной Сибири. Данные приведенных исследований показывают, что юрский возраст пенеplена, выявленный для южных районов Центральной Азии, которые характеризуются медленной скоростью денудации, не распространяется на горы Южной Сибири, расположенные на границе с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой, где последняя сохранившаяся поверхность начала формироваться в позднем мелу. При этом район Прибайкалья оставался не изученным в геохронологическом отношении несмотря на то, что в Юго-Восточной части Восточного Саяна находится хорошо сохранный участок древнего пенеplена (Окинское плато), который может выступить ключевым объектом для подобного рода исследований. Проблема установления синхронности/асинхронности формирования пенеplена на южной границе Сибирской платформы, а также вопрос о том, сколько времени потребовалось на его формирование и какова скорость денудации, требовали современного решения, основанного на используемых в мировой практике методах низкотемпературной термохронологии.

Неотектонический этап на изучаемой территории характеризуется формированием и развитием Байкальской рифтовой системы и Саяно-Байкальской складчатой области. Возобновление тектонических движений привело к деформации исходной поверхности выравнивания и активизации эрозионных процессов.

Алтае-Саянская горная область, по данным термохронологических исследований [De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Jolivet et al., 2007 и др.], считается самым северным районом Центральной Азии, рельеф которого ассоциируется с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии. Деформации сжатия и сдвига со сжатием характерны для большинства районов Центральной Азии, расположенных к северу от

коллизийного фронта. Их распространение фиксируется горообразовательными процессами, в результате которых сформировался ряд горных систем от Гималаев до Алтая [Добрецов и др., 1995; Jolivet et al., 1999; 2001; 2007; Vassallo et al, 2007; De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Buslov et al., 2007, Буслов и др., 2008; Jolivet, 2015]. Восточно-Саянский горный массив на юге граничит с юго-западным флангом Байкальской рифтовой системы, являющимся переходной областью от деформаций сжатия, активно развивающихся в северной Монголии, к деформациям растяжения центральной части Байкальского рифта. Вопрос о том, в каком деформационном режиме развивается соседний с Байкальским рифтом Восточный Саян и какой источник оказывает доминирующее влияние на его позднекайнозойскую морфоструктурную эволюцию, был недостаточно изучен. При этом юго-восточная часть Восточно-Саянского горного массива является ключевым районом для понимания распространения деформаций сжатия или растяжения от соседних регионов, и определения их роли в формировании основных черт современного рельефа. Юго-Западный фланг Байкальского рифта, развивающийся в нехарактерном для рифтов поле напряжений, также требует изучения с точки зрения эволюции деформационных процессов.

Вдоль зон главных разломов, контролирующих развитие впадин Байкальского рифта и Забайкалья, сосредоточены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о многочисленных разрывообразующих землетрясениях позднечетвертичного времени [Сейсмогеотектоника..., 1968; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов и др., 2003 и др.]. В некоторых случаях сейсмогенные деформации смещают комплексы террас рек, пересекающих разломы. Такие районы являются ключевыми для понимания временного характера их взаимоотношений и определения скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин, что является одним из актуальных вопросов в изучении закономерностей позднекайнозойской эволюции рельефа. Распределение скоростей движения по главным разломам Байкальского рифта и Забайкалья остается недостаточно освещенным, при этом решение данного вопроса необходимо не только с точки зрения

изучения эволюции рельефа, но и для характеристики сейсмического потенциала активных разломов, который является основным параметром при оценке сейсмического риска.

Для решения обозначенных проблем были использованы новейшие и традиционные методы изучения и датирования осадков, вулканитов, элементов рельефа и определения скоростей тектонических деформаций и эрозионных процессов, представленные ниже.

При изучении мезозойских толщ осадочных отложений был использован U-Pb метод датирования цирконов с использованием лазерной абляции с индуктивно связанной масс-спектрометрией (LA-ICP-MS). Определение возраста детритовых цирконов из осадочных пород при помощи LA-ICP-MS позволяет определить источники сноса при осадконакоплении. Пробоподготовка образцов для датирования цирконов проводилась на базе ЦКП «Геодинамика и Геохронология» ИЗК СО РАН. U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов проводилось на базе ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

Для выделения детритовых цирконов использован стандартный набор методик с применением электромагнитного сепаратора, концентрационного столика и тяжелых жидкостей. Для каждого образца было отобрано более чем 100 зерен цирконов (за исключением двух образцов – Ln-15-24 и Ln-15-47, где было отобрано по 55 зерен). Отбор зерен производился независимо от их размера (размер варьировал от 60 до 180 микрон) и морфологии. U-Pb изотопный анализ цирконов выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенным с приставкой для лазерного пробоотбора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в работах [Хубанов и др., 2016; Буянтуев и др., 2017]. В качестве внешнего стандарта измерялись эталонные цирконы 91500 (1065 млн лет) [Wiedenbeck et al., 1995], в качестве контрольного образца – эталоны Plešovice (337 млн лет) [Slama et al., 2008] и GJ-1 (609 млн лет) [Jackson et al., 2004]. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1-2.3% для $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, 2.1-2.6% для

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 1.1-2.6% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 2-2.5% для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Значения относительной погрешности средневзвешенных конкордатных возрастов цирконов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом, составляли менее 2% от их аттестованного значения возраста. Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER [Griffin et al., 2008], ISOPLOT [Ludwig, 2003] и IsoplotR [Vermeesch, 2018]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордатность которых не превышает 10%. Гистограммы и кривые относительной вероятности построены по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значениям возраста с ошибкой 2σ .

Возраст самых молодых детритовых цирконов определяет нижнюю возрастную границу формирования осадков, в которых найдены цирконы [Dickinson and Gehrels, 2009], однако более точно судить о возрасте осадочных отложений не позволяет. Метод U-Pb (LA-ICP-MS) также использовался для датирования магматических цирконов из даек, внедрившихся в осадочные отложения, что дает информацию о верхней границе возраста осадков. Цирконы, выделенные из образцов кислых даек, были датированы в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия). Прибор представлял собой квадрупольный ICP-MS Agilent 7500cs с эксимерным лазером на Ar-F с длиной волны излучения 193 нм и абляционной ячейкой Resonetics S155. В качестве первичного стандарта для расчета возраста также использовался эталон циркона 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и вторичного стандарта - Temora (417 млн лет) [Black et al., 2003].

Использование опубликованных данных датирования лав из осадочно-вулканогенных разрезов Забайкалья часто бывает проблематично, поскольку подавляющее большинство датировок получено K-Ar методом, который не позволяет контролировать ни потери радиогенного аргона, ни возможное перераспределение калия в образце, что может приводить, как к аномальному омоложению, так и удревнению полученного для образца возраста [Вагнер, 2006]. Современное развитие геохронологических методов позволяет получать более точные данные, основанные на Ar-Ar анализе, проводимом методом ступенчатого отжига и дифференциальной дегазации образца, дающего внутренний

критерий контроля – возраст плато. В процессе измеряется отношение $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}/^{39}\text{Ar}$ в аргоне, выделяемом на каждой ступени дегазации, и получается спектр возрастов, где выход на плато указывает на истинный возраст образца с ненарушенной K-Ar системой [Вагнер, 2006]. В защищаемой диссертации этот метод был применен для датирования вулканитов ичетуйской свиты Тугнуйской впадины, для которых ранее не было Ar-Ar датировок, а также для определения возраста хурай-байбинского дайкового комплекса, прорывающего нижнюю пачку осадков Гусиноозерской впадины Забайкалья, что дало возможность достаточно точно охарактеризовать возраст осадконакопления изучаемых отложений.

В 60-х годах прошлого века учеными был предложен и затем успешно разрабатывался метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана, накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [Price et al., 1963, Шуколюков и др., 1965, Fleisher et al., 1975, Соловьев, Богданов, 2000 и др.]. На сегодняшний день трековый анализ – это стандартный метод геохронологии, который активно применяется в мировой практике, в том числе, для количественной оценки скорости поднятия и возраста рельефа [Jolivet et al., 1999, 2001, 2007, 2009, 2013a; Sobel et al., 2001, Ritz et al., 2003, Roger et al., 2003; Vassallo et al., 2007 и др.]. Метод позволяет реконструировать термальную историю коренных пород в зоне частичного отжига треков (зона PAZ - partial annealing zone) - между $60 \pm 10^\circ\text{C}$ и $110 \pm 10^\circ\text{C}$ (на глубине между 2 и 4 км, если рассчитывать по стандартному геотермическому градиенту $30^\circ\text{C}/\text{км}$). Трековые возрасты апатита из терригенных и магматических комплексов позволяют судить о времени выведения пород на близповерхностные уровни. В данной работе использовался трековый анализ апатитов (Apatite fission track analysis), позволивший определить время формирования поверхности выравнивания в районе Восточного Саяна и оценить скорость ее денудации. Методология определения трекового возраста апатитов и моделирования термальной истории подробно описана в работе [Jolivet et al., 2013a], описание применительно к данной работе приводится ниже в разделе 3.2.3.

При изучении кайнозойских деформаций большое значение уделялось определению возраста деформированных в зонах разломов элементов рельефа, а также осадочных толщ. Для этого использовалось радиоуглеродное (^{14}C) и космогенно-изотопное (^{10}Be) датирование.

Радиоуглеродное датирование традиционно применяется для определения возраста осадочных отложений по включенным в них органическим остаткам. Возраст рассчитывается путём измерения содержания в органическом материале радиоактивного изотопа ^{14}C по отношению к стабильным изотопам углерода, которое уменьшается со временем с момента отмирания организма [Вагнер, 2006]. Данный метод позволяет датировать органические остатки и, соответственно, включающие их отложения, в диапазоне от 300 лет до ~50 тыс. лет. В данной работе радиоуглеродный метод применялся для датирования палеосейсмодислокаций.

Космогенно-изотопный метод датирования *in situ* ^{10}Be является важнейшим инструментом для оценки возраста экспонирования за счет измерения концентраций космогенных нуклидов, накапливающихся в кварце на поверхности и на глубине в первые метры в результате космического излучения [Gosse and Phillips, 2001; Dunai, 2010 и др.]. Этот метод широко используется для датирования аллювиальных поверхностей и расчета скоростей смещения по разломам, деформирующим датированные поверхности в различных регионах мира [Ritz et al 1995; 2006; Siame et al., 2004; Vassallo et al., 2007; Cording et al., 2014 и др.].

Период полураспада выработанного *in situ* космогенного нуклида ^{10}Be (1.387 ± 0.012 млн лет [Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010]) позволяет датировать породы, находящиеся на поверхности последние сотни тысяч лет. В породах, находящихся на поверхности, концентрация космогенного изотопа возрастает со временем до определенного момента, когда теряется атом за счет радиоактивного распада (^{10}Be переходит в ^9Be , который более устойчивый), и, кроме того, эрозия компенсирует формирование новых атомов внутри породы (то есть сформировавшиеся на поверхности за счет бомбардировки атомы ^{10}Be

постепенно смываются эрозией). И в определенный момент возникает равновесие в концентрации ^{10}Be и ^9Be . Когда это устойчивое состояние равновесия достигнуто, может быть вычислена средняя скорость эрозии, которая обратно пропорциональна концентрации изотопа [Brown et al., 1995].

В данной работе этот метод использовался при определении возраста террас рек, пересекающих активные разломы. Были использованы два подхода – измерение концентрации *in situ*-produced ^{10}Be в образцах, отобранных на поверхности, и вдоль глубинных профилей (depth profile approach). Последний подход, первоначально предложенный [Anderson et al., 1996; Repka et al., 1997] и в дальнейшем разработанный [Siame et al., 2004; Braucher et al., 2009], позволяет учитывать при расчете возраста экспонирования такие важные параметры, как унаследованная концентрация ^{10}Be в образцах и скорость денудации аллювиальной поверхности [Braucher et al., 2009]. Работа с образцами, отобранными на поверхности, подразумевает 1) знание скорости денудации (которая чаще всего берется равной нулю, чтобы получить минимальную оценку возраста) и 2) что унаследованное количество ^{10}Be в образцах незначительно. Если это так, то все возраста экспонирования, полученные при анализе поверхностных образцов, должны быть статистически неотличимыми, что позволяет определить минимальный возраст экспонирования поверхности.

Химическая обработка образцов и AMS измерения были проведены в лаборатории CEREGE г. Aix-en-Provence при непосредственном участии соискателя. Образцы дробили и просеивали (фракция от 0.25 до 1 мм), затем очищали смесью соляной и кремнефтористоводородной кислот (соотношение 2/3 - 1/3) до получения чистого кварца. Затем были выполнены три стадии выщелачивания в разбавленной HF для удаления адсорбированного атмосферного ^{10}Be , что привело к потере ~ 30% исходного материала. В очищенный кварц добавляли навеску (~ 0.1 г) раствора ^9Be . Затем бериллий отделяли от раствора последовательной экстракцией анионной и катионной смол и осаждением. Конечные осадки сушили и нагревали до 800°C для получения BeO, который окончательно

смешивали с порошком ниобия перед анализом с помощью ускорительной масс-спектрометрии в ASTER (Cerege, Aix en Provence). Данные по бериллию были откалиброваны непосредственно по стандарту STD11 [Braucher et al., 2015] с соотношением $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ 1.191×10^{-11} ($\pm 1.09\%$). Погрешности измерений включают статистику подсчета, стандартное отклонение во время прогона, погрешность стандарта STD11 (1.09%) и погрешность периферийных устройств 0.5% [Arnold et al., 2010]. Соотношения образцов $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ в 134–528 раз выше, чем коэффициенты холостого опыта.

Для определения возраста экспонирования использовался уровень продуцирования в высоких широтах на уровне моря, равный 4.01 ± 0.18 атомов/г/год [Borghers et al., 2016], который масштабировался по широте и высоте над уровнем моря изучаемого района с помощью полиномиального закона [Stone, 2000]. Схема мюонов соответствует [Braucher et al., 2011]. Отбор образцов с вершук валунов в среднем толщиной 3 см предполагает поправочный коэффициент ~ 0.95 . Чтобы оценить среднее значение минимального возраста экспонирования террасы, вычисляется среднее арифметическое из полученных значений (исключая выбросы), ошибка определяется как стандартное отклонение возрастов экспонирования, деленное на квадратный корень из числа рассматриваемых возрастов.

Кроме методов датирования в работе широко применялись геоморфологические методы исследования для изучения позднекайнозойского рельефа. Дистанционное изучение конкретных геолого-геоморфологических объектов с составлением геоморфологических схем проводилось посредством дешифрирования аэрофотоснимков (масштаба 1: 32000-50000), космоснимков (ASTER, Landsat, доступных снимков высокого разрешения в программе Google Earth), материалов радарной съемки SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) и Tan-DEM-X с разрешением 12 м. В процессе дешифрирования внимание акцентировалось на выделении кайнозойских деформаций в рельефе с последующей полевой заверкой выделенных объектов. Также проводился морфоструктурный анализ с применением методики выявления блоковых структур по топографии [Орлова, 1975], в

результате которого была составлена схема разломно–блокового строения для юго–восточной части Восточного Саяна. Методика построения описана ниже в разделе 4.3.2.4.

Для изучения сейсмогенерирующих разломов использовался палеосейсмогеологический метод, разработанный в середине прошлого века в СССР, а затем получивший развитие и широкое распространение за рубежом. Метод основывается на выделении прямых и косвенных признаков, выраженных остаточными деформациями в рельефе в плейстосейстовых областях сильных землетрясений [Солоненко, 1962, 1977]. За последние десятилетия разработаны новые методические приемы и подходы к выделению и изучению эпицентральных областей сильных и катастрофических палеоземлетрясений [McCalpin, 2009]. Они включают морфотектонические исследования с детальным картированием зон сейсмогенных деформаций, топографическим профилированием и определением амплитуд смещения за одно или несколько сейсмических событий, а также вскрытие разлома траншеями для выявления количества и возраста палеоземлетрясений, ответственных за формирование сейсмоструктур. Полученный в процессе исследований материал открывает новые возможности для решения важных вопросов сеймотектоники, таких как определение скоростей смещения по разломам, оценка потенциальной сейсмичности различных фрагментов активных разломов, выделение наиболее вероятных мест будущих сильных и катастрофических землетрясений, определение их магнитуды и периода повторяемости. В данной работе были применены современные приемы, используемые на данном этапе развития палеосейсмогеологического метода для определения скорости смещения и оценки сейсмического потенциала сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта и Забайкалья.

Обобщая данные, приведенные в этой главе, нужно отметить, что использованный в работе комплекс традиционных и новейших методов исследований, в том числе датирования, примененного к тектоническим и геоморфологическим объектам, соответствует мировому уровню морфотектонических исследований.

Глава 2. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

2.1. Время закрытия Монголо-Охотского океана и начала орогенеза

2.1.1. Обзор опубликованных данных

Крупнейшим позднемезозойским тектоническим событием, определившим морфоструктурную эволюцию региона исследований, является закрытие Монголо-Охотского океана, который простирался между Сибирским и Амуро-Северокитайским континентами от Центральной Монголии на западе до Охотского моря на востоке [Zonenshain et al. 1990; Sengör and Natal'in, 1996; Yin and Nie, 1996; Zorin, 1999 и др.]. Реликты этого океана остались в виде фрагментов метаморфизованных отложений и вулканитов Монголо-Охотского пояса, вытянутых в северо-восточном направлении от Хангайских гор Центральной Монголии до Охотского Моря (рис. 2.1). Время закрытия Монголо-Охотского океана широко дискутируется и варьирует от перми до раннего мела [Zonenshain et al. 1990; Nie et al., 1990; Nie, 1991; Yin and Nie, 1993; 1996; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Davis et al., 1998; Halim et al., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010; Donskaya et al., 2013; Didenko et al., 2013; Van der Voo et al., 2015; Yang et al., 2015; Sorokin et al., 2020 и др.]. По данным [Nie et al., 1990; Nie, 1991; Yin and Nie, 1993; 1996; Guan et al., 2018], закрытие Монголо-Охотского океана произошло в ранней перми на его западном окончании в Центральной Монголии и в конце юры на его восточном окончании в районе Охотского моря. По палеомагнитным данным полное закрытие океана на востоке произошло не ранее раннего мела [Kravchinsky et al., 2002; Metelkin et al., 2010; Didenko et al., 2013 et al.]. Последние данные по пересмотру палеомагнитных полюсов, включающие недавно опубликованные палеомагнитные данные по Северному Китаю и уточненную геохронологию для главных полюсов Сибири, показали, что Монголо-Охотский океан полностью закрылся к средней юре [Yi & Meert, 2020].

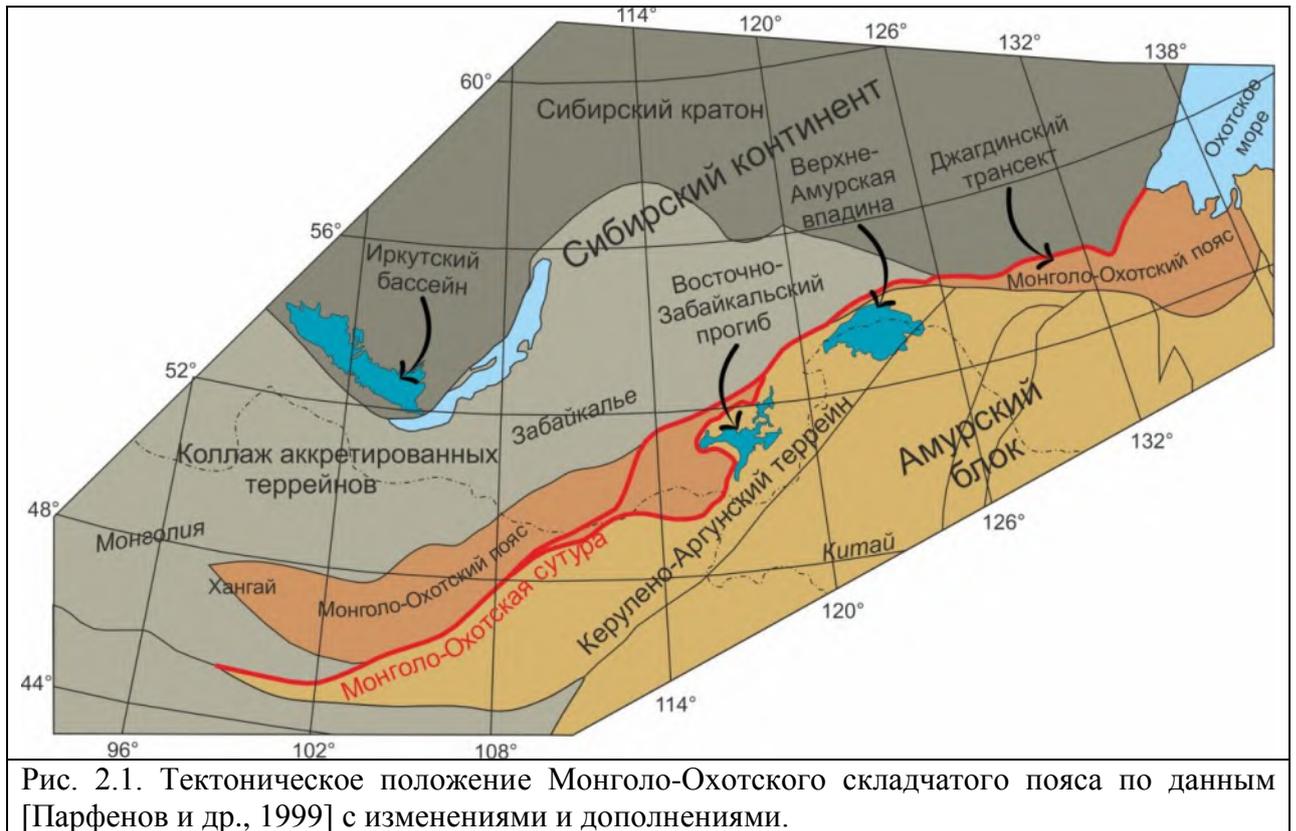
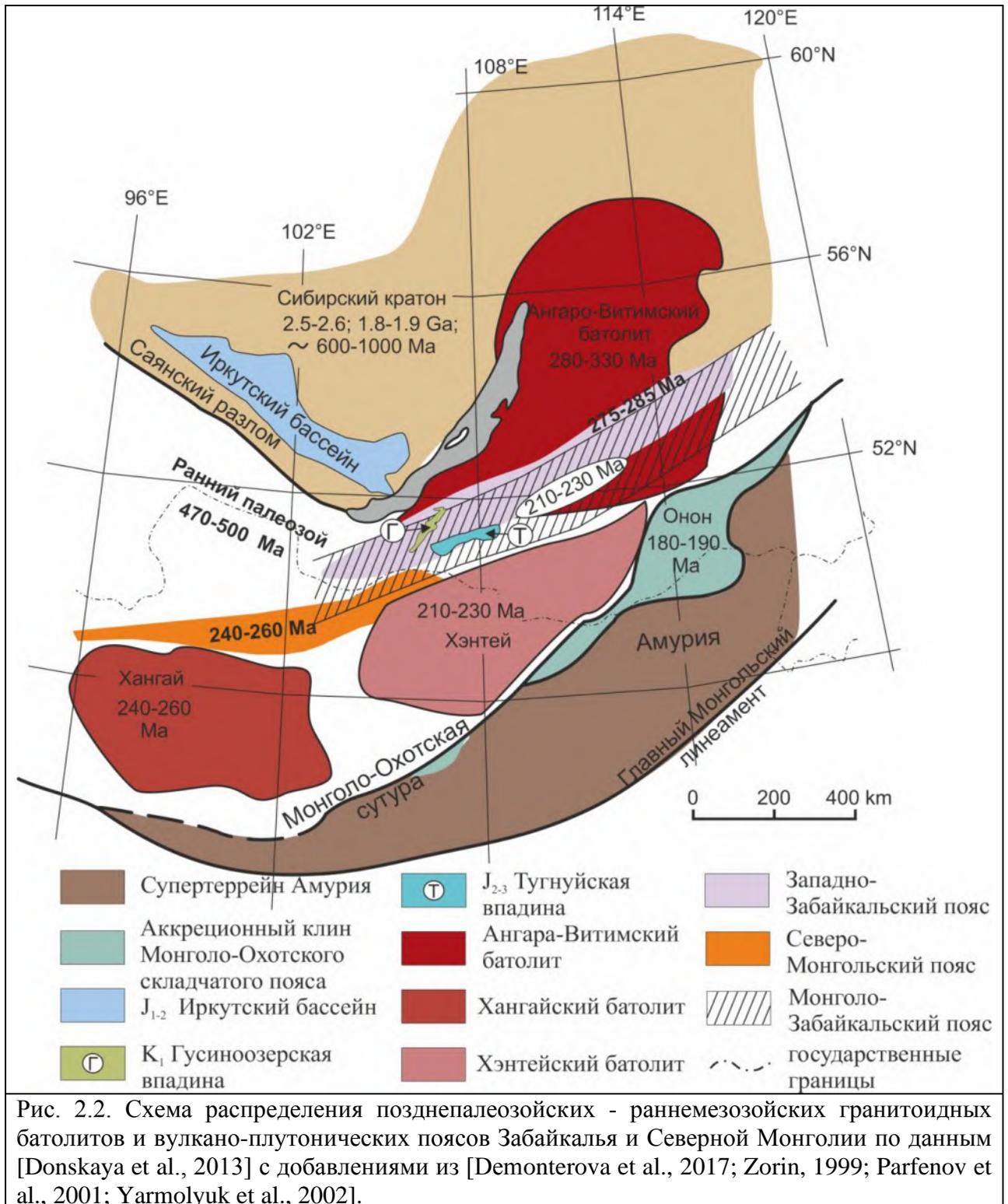


Рис. 2.1. Тектоническое положение Монголо-Охотского складчатого пояса по данным [Парфенов и др., 1999] с изменениями и дополнениями.

История закрытия Монголо-Охотского океана отражена во времени проявления магматической активности и в геохимических характеристиках магматических комплексов. Анализ геохронологических и геохимических данных позднепалеозойско-мезозойских субдукционных магматических комплексов, расположенных к северу от Монголо-Охотской сутуры в Забайкалье и в Северной и Центральной Монголии, позволил построить эволюционную модель субдукции океанической коры Монголо-Охотского океана под Сибирский континент [Donskaya et al., 2013]. Согласно представленной модели, субдукция началась в девоне, однако главный пик магматической активности пришелся на карбон-позднетриасовое время. В это время внедрились граниты Ангаро-Витимского батолита (C_1 - P_2), щелочные гранитоиды и вулканиты Западно-Забайкальского пояса (C_2 - P_2), известково-щелочные гранитоиды Хангайского (P_3 - T_1) и Хэнтэйского (T_3) батолитов в районе Монголо-Охотской сутуры и щелочные гранитоиды и бимодальные вулканиты (T_3) в удаленных районах в пределах Монголо-Забайкальского вулcano-плутонического пояса (рис. 2.2). Геохимические данные показывают, что раннепермские и позднетриасовые щелочные

гранитоиды Забайкалья имеют свойства гранитоидов А₂-типа, типичных для активных континентальных окраин [Donskaya et al., 2013].



В юре магматическая активность значительно уменьшилась, в западном Забайкалье наблюдаются лишь небольшие юрские гранитоидные массивы, пространственно приуроченные к комплексам метаморфических ядер, однако по возрасту превышающие

время тектонической эксгумации ядер. Внедрение данных гранитов связывается с окончанием Монголо-Охотской субдукции и переходом субдукционного режима в коллизионный после закрытия океана в этом районе [Donskaya et al., 2013; 2016].

Большинство геодинамических моделей предполагает последовательное закрытие океана и формирование складчатой структуры с омоложением в северо-восточном направлении вдоль зоны Монголо-Охотского шва [Zhao et al., 1990; Zonenshain et al., 1990; Scotese, 1991; Kravchinsky et al., 2002; Tomurtoogo et al., 2005; Metelkin et al., 2010]. Однако последние данные по датированию детритовых цирконов, а также изотопно-геохимические данные показали, что закрытие Монголо-Охотского океана не было последовательным [Prokoriev et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Sorokin et al., 2020, Winkler et al., 2020].

Наиболее раннее время закрытия океана предложено для территории Центральной Монголии. Так, по данным датирования детритовых цирконов из морских деформированных осадков Хангай-Хэнтейского аккреционного комплекса Сибирского континента и причлененной к нему континентальной окраины Амурского блока (Ereendavaa margin), а также из перекрывающих эти осадки континентальных отложений, закрытие Монголо-Охотского океана на этой территории произошло на границе триаса и юры [Winkler et al., 2020].

Для территории Забайкалья предложен более поздний возраст. Так, палеогеографические карты Верхоянской окраины Северной Азии, построенные на базе U-Pb датирования детритовых цирконов дельты Палео-Лены показали, что эта дренажная система транспортировала на север детритовый материал с Саянской части Центрально-Азиатского складчатого пояса и с Северного Забайкалья (район Ангаро-Витимского батолита) с позднего карбона до средней юры [Prokoriev et al., 2008]. U-Pb возраста детритовых цирконов показали значительное увеличение популяций забайкальских зерен в осадках средней юры по сравнению со средне-позднетриасовыми осадками. Это увеличение количества осадков с питающей провинции района Ангаро-Витимского батолита авторы

[Prokoriev et al., 2008] объясняют поднятием и денудацией Забайкалья в процессе коллизии Амурского и Северо-Китайского блоков с Сибирским континентом.

Свидетельства закрытия Монголо-Охотского океана в районе Западного Забайкалья также зафиксированы в ранне-среднеюрских осадках Иркутского бассейна, расположенного на южном выступе Сибирского кратона (см. рис. 2.1). Анализ палеогеографических данных показал, что в начале ранней юры территория юга Сибирской платформы представляла собой слаборасчлененную эрозионно-денудационную равнину, горные области располагались на значительном удалении от границы платформы, а состав немногочисленных осадков соответствовал местным источникам сноса – материнским породам доюрского фундамента [Файнштейн, 1971].

Заложение Иркутского бассейна началось в середине ранней юры (плинсбах) [Файнштейн, 1971]. Осадки иркутского бассейна представлены тремя свитами – снизу вверх: черемховской, присаянской и кудинской. Во время формирования черемховской свиты территория Восточного Саяна представляла собой низкогорный рельеф, о чем свидетельствует мелкообломочный характер конгломератов в осадках Иркутского бассейна низов черемховской свиты. На начальных этапах осадконакопления преобладали русловые фации аллювия, свидетельствующие об относительно активной гидродинамике рек, дренирующих горную систему на периферии платформы, подчиненное место занимали пойменные и озерно-болотные фации. Для последних этапов осадконакопления черемховской свиты характерно преобладание в осадочных разрезах песчаников и алевролитов с мощными угленосными горизонтами и почти полное исчезновение конгломератов [Плоскогорья..., 1971]. U-Pb датирование акцессорных цирконов методом LA-ICP-MS из тонштейна в черемховской свите показало, что время максимального угленакопления в Иркутском бассейне приходится на ~187 млн лет [Михеева и др., 2020]. Время накопления присаянской свиты характеризуется усилением тектонической активности, выразившейся в росте гор в южном обрамлении платформы и усилении прогибания предгорных впадин, в результате чего гидродинамика рек становилась активнее,

по сравнению с черемховским временем, а скорости течения выше [Плоскогорья..., 1971; Юрские..., 1967; Файнштейн, 1971]. Более интенсивный рост гор на Байкало-Саянской границе платформы приходится на время накопления кудинской свиты. На территории платформы при этом господствовал русловой режим речных систем с высокой гидродинамической активностью [Файнштейн, 1971]. В работе [Тимофеев, 1970] также указывается на широкое развитие аллювиальных отложений Пра-Ангары кудинского времени, в верховьях которой (побережье Байкала, истоки Ангары, и частично прииркутская мульда) сохранились аллювиальные обстановки речных долин горного типа, где накапливались разногалечные конгломераты с прослоями разнозернистых гравелитов. U-Pb возраст акцессорного циркона из пеплового прослоя в отложениях кудинской свиты составляет 178.3 ± 5.0 млн лет [Михеева, 2017], что соответствует времени осадконакопления горного аллювия.

U-Pb возраста детритовых цирконов вместе с Sm-Nd данными ранне-среднеюрских осадков Иркутского бассейна показали смену области сноса осадочного материала, свидетельствующую об усилении горообразовательных процессов в Западном Забайкалье [Михеева и др., 2017; Demonterova et al., 2017]. Так, изучение возраста детритовых цирконов из верхней части присаянской свиты и кудинской свиты позволило обнаружить появление в кудинской свите генерации молодых цирконов, присущих вулканитам Забайкалья. Таким образом, дата ~ 178 млн лет (возраст грубообломочной кудинской свиты [Михеева, 2017]) маркирует усиление процессов горообразования в Западном Забайкалье, которое может быть связано с закрытием Монголо-Охотского океана и началом коллизии в этом регионе [Arzhannikova et al., 2020a].

Детальная работа по U-Pb-Hf датированию детритовых цирконов и изотопно-геохимическому анализу метаосадочных пород для установления времени закрытия Монголо-Охотского океана была проведена вдоль Джагдинского трансекта в восточной части Монголо-Охотского пояса [Sorokin et al., 2020] (см. рис. 2.1). Исследования показали отсутствие детритовых цирконов с возрастными моложе 171 млн лет в морских осадочных

породах и позволили сделать вывод о закрытии Монголо-Охотского океана в этом регионе на границе ранней и средней юры, что согласуется со временем закрытия океана в Западном Забайкалье. При этом в центральной части Монголо-Охотского пояса, между этими двумя регионами, закрытие океана происходило в более позднее время. Так, пересмотр возрастов осадочных отложений и установление смены источников сноса по данным U-Pb датирования детритовых цирконов из осадков Верхнеамурской впадины, залегающей на фундаменте северной части Керулени-Аргунского террейна (см. рис. 2.1), показали закрытие Монголо-Охотского океана в кимеридже-титоне в западной части впадины и берриасе – валанжине - в северо-восточной ее части [Guo et al., 2017].

Большой участок Монголо-Охотского пояса, расположенный между Верхнеамурской впадиной и Западным Забайкальем, остается не изученным с точки зрения определения абсолютного возраста юрских осадков и эволюции источников сноса. Устранение этого пробела является важным звеном в построении геодинамической модели закрытия Монголо-Охотского океана. Наиболее перспективным районом для подобного рода исследований является Восточно-Забайкальский прогиб, также залегающий на фундаменте северной части Керулени-Аргунского террейна (см. рис. 2.1), где юрские морские флишевые формации сменяются континентальными отложениями орогенной стадии.

2.1.2. Время закрытия Монголо-Охотского океана по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из юрских отложений Восточно-Забайкальского прогиба (северная часть Керулени-Аргунского террейна)

Керулени-Аргунский террейн входит в состав южного обрамления Монголо-Охотского пояса и ограничивается с северо-запада Монголо-Охотской сутурой (см. рис. 2.1). Согласно данным [Zonenshain et al., 1990; Wu et al., 2011; Sun et al., 2013], он имеет неопротерозойский гранитно-метаморфический фундамент и чехол с ярусным строением, где перерывы между ярусами относятся к периодам тектономагматической активизации. Недавно опубликованные результаты U-Pb датирования магматических цирконов из

гранодиоритов и гнейсов на локальном участке в северо-западной части Керулено-Аргунского террейна позволили выявить палеопротерозойский возраст фундамента [Sun et al., 2019]. Вместе с другими древними массивами, он включен в состав Амурского блока (или супертеррейна Амурия), который в течение позднего палеозоя и мезозоя сближался с Сибирским континентом до полного закрытия Монголо-Охотского океана [Zonenshain et al., 1990; Парфенов и др., 2003]. U-Pb датирование магматических цирконов из гранитоидов китайской части Керулено-Аргунского террейна позволило ограничить пространственно-временное распределение гранитного магматизма в этом районе [Wu et al., 2011]. Согласно этим данным, большинство интрузий были внедрены в периоды раннего палеозоя (416-517 млн лет), позднего триаса - ранней юры (182-220 млн лет) и раннего мела (118-132 млн лет). Два второстепенных этапа гранитного магматизма произошли в неопротерозое (792-927 млн лет) и позднем палеозое – раннем мезозое (244-336 млн лет).

Геологическое строение северной части Керулено-Аргунского террейна показывает периодическое морское осадконакопление в условиях континентального шельфа. Последний этап связан с его погружением в районе субдукции при закрытии Монголо-Охотского океана и формированием наложенного морского Восточно-Забайкальского прогиба [Zonenshain et al., 1990] (рис. 2.3). По данным [Старченко, 2010] этот этап длился с плинсбаха по аален. За это время здесь накопились мощные толщи морских терригенных отложений, которые разделены на две структурно-фациальные зоны: прибрежно-морскую Алгачи-Калганскую и морскую Онон-Газимурскую. В формировании морских осадков выделяется 4 этапа: 1 – этап прогибания с накоплением псаммитовых отложений икагийской свиты, 2 – этап расширения морского бассейна с разделением условия седиментации на морские (таменгинская свита) и прибрежно-морские (акатуйская свита), 3 – общее обмеление моря и отложение молассоидных сивачинской и базановской свит и 4 – заключительный этап, связанный с углублением (государевская свита), а затем постепенным обмелением (кавыкучинская свита) морского бассейна (рис. 2.4). Из прибрежно-морских отложений к заключительному этапу относится бохтинская свита. В байосское время морские условия

осадконакопления окончательно сменяются континентальными, и на морских отложениях накапливается грубообломочная терригенная моласса верхнегазимурской свиты [Старченко, 2010].

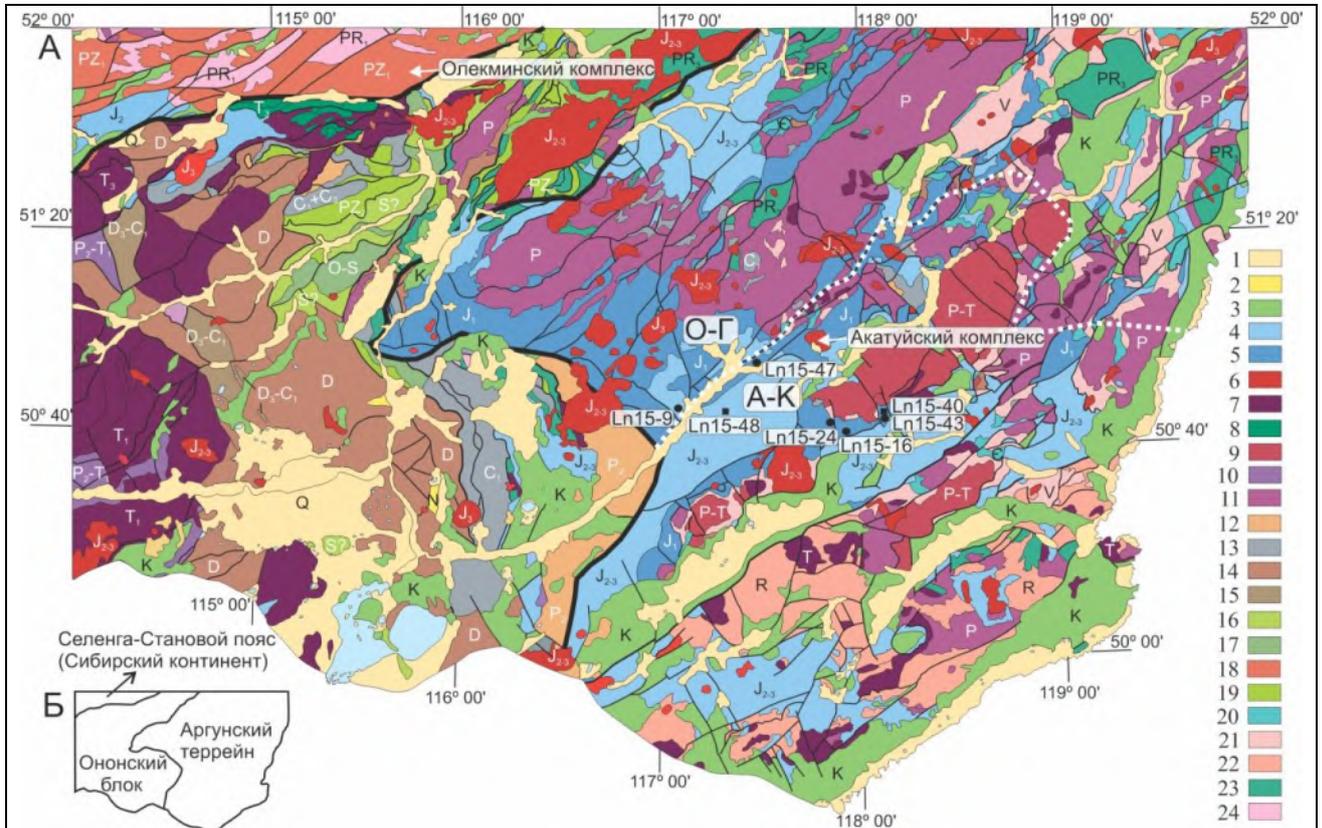
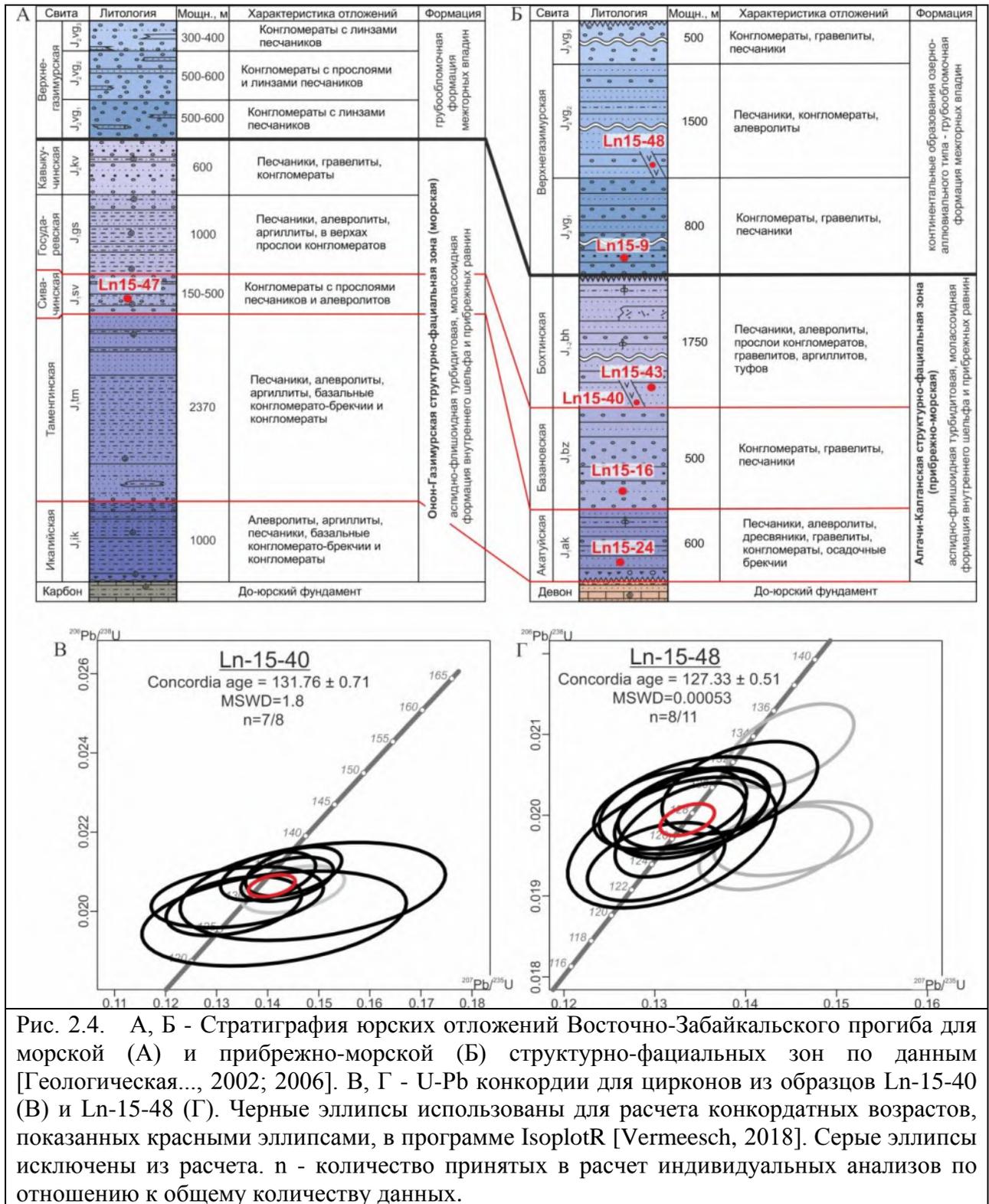


Рис. 2.3. А - Геологическая карта Восточно-Забайкальского прогиба и прилегающей территории по данным [Государственная..., 2010] с упрощениями и корректировкой возрастов некоторых геологических комплексов по данным [Сасим и др., 2016; Гордиенко и др., 2019]. 1 - четвертичные аллювиальные отложения, 2 - неогеновые озерные отложения, 3 - меловые осадочно-вулканогенные отложения, 4 - юрские континентальные отложения, 5 - юрские морские отложения, 6 - средне-позднеюрские вулканические породы, 7 - триасовые осадочные породы, 8 - триасовые вулканические породы, 9 - пермо-триасовые вулканические породы, 10 - пермо-триасовые осадочные породы, 11 - пермские вулканические породы, 12 - пермские осадочные породы, 13 - каменноугольные осадочные породы, 14 - девонские осадочные породы, 15 - девонско-каменноугольные осадочно-вулканогенные отложения и риолиты, 16 - метаосадочные породы силура, 17 - метаморфические осадочно-вулканогенные породы ордовика-силура, 18 - гранитоиды раннепалеозойского возраста, 19 - метаосадочные породы позднего палеозоя, 20 - метаосадочные породы кембрия, 21 - метаморфические осадочно-вулканогенные породы венда, 22 - метаосадочные породы и граниты рифея, 23 - неопротерозойские метаморфические осадочно-вулканогенные породы, 24 - палеопротерозойские метаморфические осадочные породы и граниты. Жирной черной линией обозначена Монголо-Охотская сутура, белой пунктирной линией обозначена граница структурно-фациальных зон: О-Г - Онон-Газимурская, А-К - Алгачи-Калганская. Черными точками обозначены места отбора проб для анализа детритовых цирконов, черными квадратами - для определения возраста даек, прорывающих осадочные отложения. Б - Схема тектонических блоков района исследований.



Таким образом, время закрытия Монголо-Охотского океана в районе Восточного Забайкалья предполагалось в начале средней юры, что связывалось с переходом от морских осадочных отложений к континентальным [Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003]. При этом возраст осадочных толщ определялся по данным палеофлористического и фаунистического датирования [Старченко, 2010], определения абсолютного возраста осадков не проводилось.

Однако на более позднее время закрытия океана указывает позднеюрская смена геохимического состава вулканитов Восточного Забайкалья от шошонит-латитового, характерного для активных континентальных окраин, до трахибазальтового, характерного для рифтовых зон [Кхлиф и др., 2017]. ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопное датирование шошонит-латитовой серии Акатуевского интрузивного массива в пределах Восточно-Забайкальского прогиба показало, что они формировались в интервале 162-155 млн лет [Сасим и др., 2016].

Для уточнения возраста осадочных отложений и определения эволюции источников сноса были отобраны образцы для датирования детритовых цирконов из основных свит прибрежно-морских и морских отложений – акатуйской, базановской, бохтинской и сивачинской, а также верхнегазимульской свиты континентальных отложений (см. рис. 2.4). Также были отобраны образцы для датирования магматических цирконов из даек, прорывающих бохтинскую и верхнегазимульскую свиты для определения верхней границы времени осадконакопления.

Согласно данным [Старченко, 2010], акатуйская свита находится в нижней части юрских прибрежно-морских отложений и относится по возрасту к верхнему плинсбаху (J_1). Свита мощностью до 2400 м сложена в базальной части конгломерато-брекчиями, которые замещаются вверх по разрезу песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Базановская свита мощностью до 1000 м залегает на акатуйской согласно, местами с постепенными переходами или признаками размыва. Свита сложена в основном среднегалечными полимиктовыми конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников, редко алевролитов. Средняя часть свиты представлена преимущественно песчаниками, верхи и низы – конгломератами. Базановская свита относится к прибрежно-морской фации и палеонтологически охарактеризована скудно. Возраст свиты (поздний плинсбах – ранний тоар (J_1)) принимается на основании корреляции с сивачинской свитой морской фации. Сивачинская свита сложена полимиктовыми конгломератами от мелко- до крупногалечных с прослоями песчаников, алевролитов и хлидолитов. Как и базановская, во многих разрезах свита имеет трехчленное строение – верхи и низы представлены в основном конгломератами, а средняя часть –

песчаниками. Возраст свиты определяется по наличию в основании аммоноидей зоны *Amaltheus viligaensis* и двустворчатых моллюсков зоны *Ochotochlamys grandis*, а в верхней части раннетоярских аммоноидей *Tiltoniceras* sp. indet. и *Kedonoceras* sp. indet. Самая верхняя из прибрежно-морских свит, бохтинская, мощностью до 1760 м, залегает на базановской преимущественно согласно и соответствует по возрасту тоару – нижнему аалену (J₁₋₂). Свита сложена разнозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, хлидолитами и разногалечными конгломератами. Все эти свиты относятся к аспидно-флишоидной турбидитовой, молассоидной формации внутреннего шельфа и прибрежных равнин и имеют остатки морской фауны. Верхнегазимурская свита мощностью до 3800 м представлена континентальными образованиями озерно-аллювиального типа – грубообломочной формацией межгорных впадин, и залегает с несогласием на юрских морских отложениях. Образования этой свиты фиксируют этап смены морского режима осадконакопления континентальным. Они представлены валунно-галечными конгломератами с редкими прослоями песчаников в нижней и верхней частях разреза и переслаиванием песчаников и гравелитов в центральной части. В отложениях повсеместно присутствует растительный детрит, однако определение по нему возраста свиты затруднительно. По положению в разрезе свита условно датируется верхним байосом – нижним батом (J₂). Ниже представлены данные U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из отложений вышеописанных свит, которые позволили уточнить их возраст и определить время перехода осадков от морских к континентальным, соответствующее закрытию Монголо-Охотского океана в районе Восточного Забайкалья.

Акатуйская свита была опробована в коренном выходе в междуречье Озoran и Манкечур (образец Ln-15-24, N50°44.798', E117°50.250', alt. 950 м). Свита представлена мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Для акатуйской свиты получено 51 конкордатное определения возраста по детритовым цирконам (таб. П.1 в Приложениях). Возраста распределились на две популяции: 162-179 (15% зерен) и 232-268 (65% зерен) млн лет, а также выделилось несколько единичных зерен с другими возрастами,

которые не представляют статистически значимой популяции (3% и более) и не будут учитываться в обсуждении. Самый молодой циркон в образце имеет возраст 162.3 ± 4.4 млн лет (рис. 2.5A).

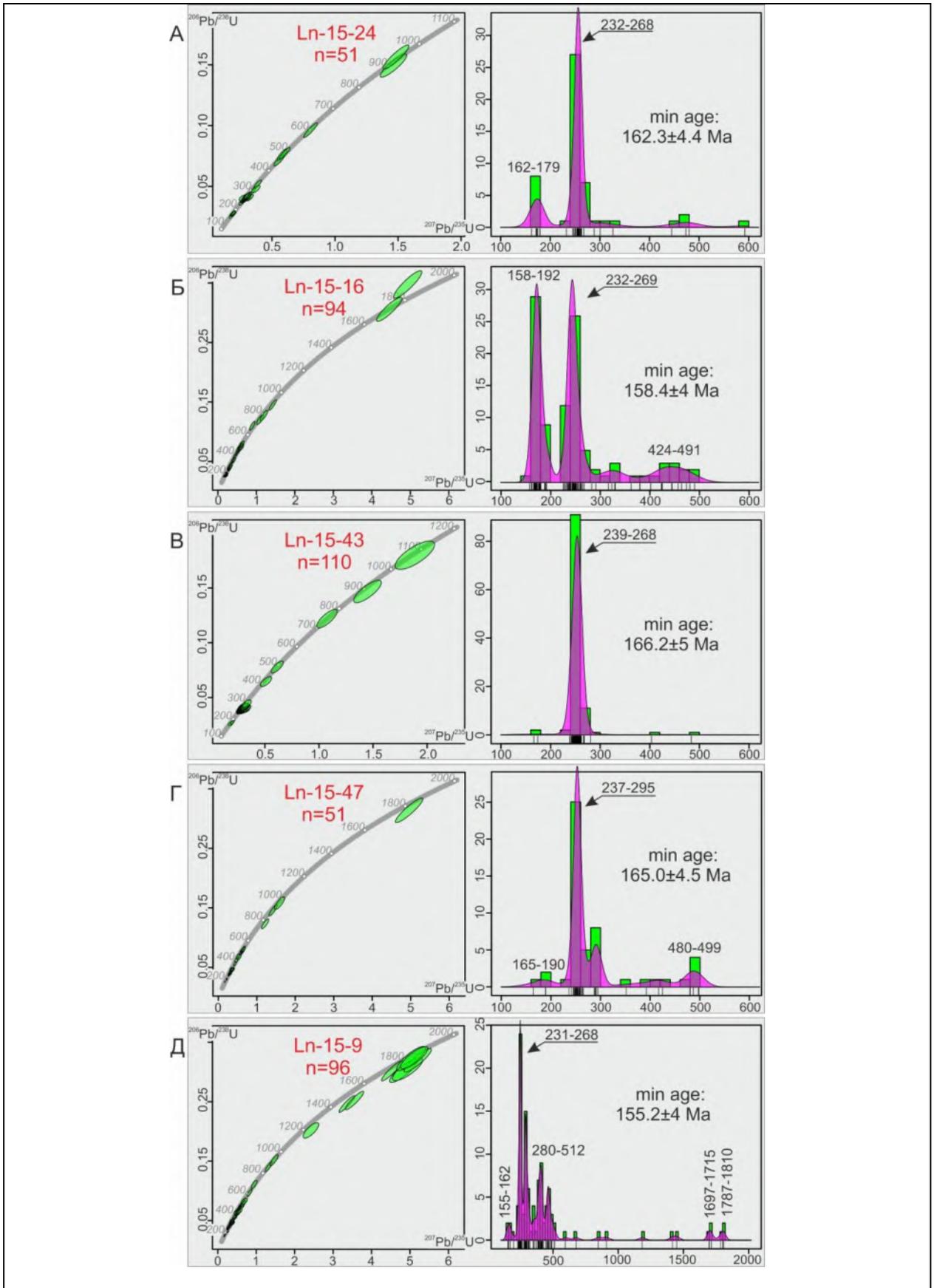


Рис. 2.5. U-Pb конкордии и гистограммы с интервалом в 20 млн лет для детритовых цирконов из А - акагуйской, Б - базановской, В - бохтинской, Г - сивачинской, Д - верхнегазимурской свит. n - количество конкордатных возрастов. Сиреневым цветом показаны ядерные оценки плотности KDEs [Vermeesch, 2012]. На гистограммах, где нет статистически значимых популяций докембрийских возрастов, показаны только цирконы с палеозойскими и мезозойскими возрастами.

Базановская свита отбиралась из песчаного прослоя в пачке конгломератов, обнажающейся недалеко от пос. Манкечур (образец Ln-15-16, N50°43.752', E117°52.112', alt. 832 м). Конгломераты полимиктовые, в составе галек преобладают граниты, сиениты, а также гальки осадочных пород. Для образца базановской свиты получено 94 конкордатных определений возрастов по детритовым цирконам (таб. П.2 в Приложениях). Возраста распределились примерно в те же группы (158-192 (35%), 232-269 (38%) млн лет), и выделились небольшая популяция 424-491 (9%) млн лет. Единичные зерна с другими возрастами также присутствуют, но не составляют статистически значимых популяций. Самый молодой циркон имеет возраст 158.4 ± 4 млн лет (рис. 2.5Б).

Стратиграфически выше расположенная, бохтинская свита была опробована в разрезе в левом борту р. Малая Борзя (образец Ln-15-43, N50°44.783', E118°6.669', alt. 739 м). Свита в данном месте сложена переслаивающимися алевролитами, песчаниками и конгломератами и прорвана двумя дайками кислого состава. Образец из одной из даек, прорывающих осадочный разрез (образец Ln-15-40), показал U-Pb возраст 131.76 ± 0.71 млн лет (рис. 2.4В, таб. П.3 в Приложениях). Образец для датирования детритовых цирконов был отобран из прослоя крупнозернистого песчаника. Для образца бохтинской свиты было получено 110 конкордатных определений возрастов цирконов (таб. П.4 в Приложениях). Возраста имеют один выраженный пик (239-268 млн лет, 93%) и единичные зерна с возрастами до 1066 млн лет. Самый молодой циркон имеет возраст 166.2 ± 5 млн лет (рис. 2.5В).

Сивачинская свита была опробована в коренном выходе в районе пос. Кириллица (образец Ln-15-47, N50°55.700', E117°28.704', alt. 892 м). Разрез представлен конгломератами с прослоями песчаников, из которых был взят образец на датирование детритовых цирконов. Для сивачинской свиты было получен 51 конкордатный возраст

цирконов (таб. П.5 в Приложениях), среди которых обнаружено всего три зерна молодых цирконов с возрастом 165, 189 и 190 млн лет. Основная доля цирконов приходится на возраст 237-295 млн лет (69%). Также присутствует небольшой пик с возрастом 480-499 млн лет (10%) и единичные зерна с другими возрастaми. Возраст самого молодого циркона в образце сивачинской свиты 165.0 ± 4.5 млн лет (рис. 2.5Г).

Верхнегазиму́рская свита отбиралась в разрезе в правом борту р. Борзя напротив с. Акурай (образец Ln-15-9, $N50^{\circ}47.433'$, $E117^{\circ}07.210'$, alt. 767 м). Свита сложена конгломератами с разным размером галек и прослоями песчаников, в которых был отобран образец для датирования детритовых цирконов. Было получено 96 конкордатных определений возрастов (таб. П.6 в Приложениях). Распределение возрастов цирконов в образце континентальной верхнегазиму́рской свиты отличается от возрастов цирконов в образцах морских свит. Здесь, кроме цирконов с выраженной возрастной популяцией в 231-268 млн лет (30%), наблюдается большое количество цирконов палеозойского возраста от 280 до 512 млн лет (52%) с преобладанием девонских (16%) и раннепалеозойских (15%) возрастов. Также наблюдается несколько молодых цирконов с юрским возрастом 155-162 млн лет (3%, самый молодой - 155.2 ± 4 млн лет), единичные зерна нео- и мезопротерозойского возраста и две небольших популяции палеопротерозойского возраста: 1697-1715 млн лет (3%) и 1787-1810 млн лет (3%) (рис. 2.5Д).

Дайка сиенитов, прорывающая отложения верхнегазиму́рской свиты, опробована в обнажении в районе пос. Шоноктуй (образец Ln-15-48, $N50^{\circ}46.269'$, $E117^{\circ}17.048'$, alt. 846 м). U-Pb возраст магматического циркона составил 127.33 ± 0.51 млн лет (рис. 2.4Г, таб. П.3 в Приложениях).

Полученные данные анализов детритовых цирконов позволили уточнить стратиграфию и возраст ключевых свит юрских прибрежно-морских и морских отложений Восточного Забайкалья и начала континентального осадконакопления (рис. 2.6). Так, согласно возрасту самого молодого циркона в образце, прибрежно-морская базановская свита имеет возраст моложе 158.4 ± 4 млн лет. Поскольку базановская свита была описана в едином разрезе с

согласно залегающей выше бохтинской свитой [Старченко, 2010], можно утверждать, что обе эти свиты формировались не ранее ~158 млн лет назад. При этом нижележащая акадуйская свита, согласно возрасту самого молодого циркона в образце, не древнее 162.3 ± 4.4 млн лет. Поскольку акадуйская свита прорывается акадуйским интрузивным комплексом с ^{40}Ar - ^{39}Ar возрастом в 162-155 млн лет [Сасим и др., 2016] (см рис. 2.3), можно заключить, что свита формировалась одновременно с магматической активностью между 162 и 158 млн лет назад (рис. 2.6). Сивачинская свита считается стратиграфическим аналогом базановской свиты [Старченко, 2010] (см. рис. 2.4). Возраст самого молодого циркона в сивачинской свите не противоречит полностью этому утверждению, но дает более древнюю оценку максимальному возрасту свиты в 165.0 ± 4.5 млн лет. Максимальный возраст верхнегазимульской свиты, представляющей континентальные отложения, составляет 155.2 ± 4 млн лет. Что касается верхней границы времени осадконакопления для прибрежно-морских и континентальных формаций, то полученные данные по дайкам (131.5 ± 1.9 млн лет и 126.7 ± 1.4 млн лет), прорывающим бохтинскую и верхнегазимульскую свиты, соответственно, дают очень большую временную вилку. Учитывая проявление позднеюрско-раннемелового магматизма в регионе, в том числе и кислого состава с большим количеством цирконов, в период от 164 до 118 млн лет [Захаров, 1972; Трошин, 1978; Таусон и др., 1984; Сасим и др., 2016], следует предполагать наличие цирконов данного возраста в отложениях свит, формировавшихся одновременно с проявлением магматизма. Поэтому возраста самых молодых цирконов в осадках в данном случае являются не нижней границей возраста, а соответствуют времени осадконакопления [Rossignol et al., 2019]. Таким образом, формирование разреза морских отложений изучаемых свит происходило не в нижней юре, как это предполагалось ранее, а начиная с конца средней юры, а смена морского режима осадконакопления континентальным произошла между датами 158.1 ± 4 и 155.2 ± 4 млн лет назад, то есть в оксфорде - киммеридже. К этому же времени относится смена геохимического состава вулканитов Восточного Забайкалья с шошонит-латитового, характерного для

активных континентальных окраин, на трахибазальтовый, характерный для внутриконтинентального вулканизма [Сасим и др., 2016; Кхлиф и др., 2017].



Основные пики цирконов в образцах соответствуют местным источникам сноса. Максимальное количество цирконов для всех изучаемых свит имеет возраст в интервале 231-295 млн лет, что соответствует пермо-триасовому проявлению гранитоидного магматизма, широко распространенного в пределах северной части Керулено-Аргунского террейна [Sun et al., 2013] (см рис. 2.3). Генерация более молодых цирконов с возрастом 155-192 млн лет слабо представлена в трех морских свитах (акатуйской, сивачинской и бохтинской) и имеет значительный пик только в базановской свите. Самые молодые цирконы этой популяции (155-174 млн лет) соответствуют времени проявления средне-позднеюрского магматизма широко распространенного в регионе в виде интрузивных комплексов, прорывающих, в том числе, и юрские морские осадочные отложения [Старченко, 2010]. Что касается раннеюрских цирконов, то в пределах Восточно-Забайкальского прогиба отсутствует магматизм такого возраста [Старченко, 2010]. Однако раннеюрские вулканиты с возрастaми 179-200 Ма были обнаружены в пределах китайской части Керулено-Аргунского террейна, для которой проводилось массовое датирование вулканических пород методом LA-ICP-MS [Wu et al., 2011; Sun et al., 2013 и ссылки в них]. Возможно, раннеюрский магматизм проявлялся и в пределах российской части Керулено-Аргунского террейна, однако малое количество абсолютных датировок магматических комплексов не позволило его обнаружить. Таким образом, цирконы юрского возраста в образцах акатуйской и базановской свит (в

последней они составляют треть от всех датированных зерен) имеют местный источник сноса. Это же касается единичных цирконов с возрастaми от 500 до 900 млн лет в осадках всех изучаемых свит, которые соответствуют возрастaу неопротерозойских гранитов северной части Керулено-Аргунского террейна [Wu et al., 2011; Sun et al., 2013; Смирнова, Сорокин, 2019; Гордиенко и др., 2019] (см. рис. 2.3).

Наиболее древние возрастa цирконов (от 1,6 до 1,8 млрд. лет) обнаружены в верхнегазимуруской свите (6% зерен), представляющей континентальные отложения. Единичные зерна такого возрастa присутствуют также в двух морских свитах – сивачинской и базановской (1 и 2 зерна, соответственно) (см. рис. 2.5 Б, Г). Палеопротерозойские породы встречаются только на самом северо-востоке Керулено-Аргунского террейна (две пробы с возрастaми 1785 и 1860 млн лет [Sun et al., 2019]), далеко от района исследований, но широко распространены на Сибирском континенте (см. рис. 2.3). Так, гранитоиды с возрастaми 1,5-2 млрд. лет описаны в пределах Селенга-Станового орогенного пояса, расположенного непосредственно к северу от Монголо-Охотской сутуры [Карсаков и др., 2005] (см. рис. 2.3Б). Это предполагает более удаленный источник сноса с севера для континентальной Верхнегазимуруской свиты.

Цирконы с возрастaми от 280 до 500 млн лет представлены небольшим количеством зерен во всех свитах, при этом в верхнегазимуруской они составляют больше половины продатированных зерен с преобладанием девонских и раннепалеозойских цирконов. Раннепалеозойские гранитоиды широко распространены в пределах восточной части Аргунского блока [Wu et al., 2011; Sorokin, Kudryashov, 2015; 2017], а также широко представлены на Сибирском континенте, в том числе в пределах Олекминского гранитового комплекса, расположенного к северу от Монголо-Охотской сутуры в районе исследований [Старченко, 2010] (см. рис. 2.3А). Позднедевонские осадочно-вулканогенные комплексы и риолиты развиты в пределах Ононского блока, представляющего собой островную дугу, формирующую один из сегментов Монголо-Охотского пояса к востоку от Керулено-Аргунского террейна [Zorin, 1999], и практически отсутствуют в пределах северной части

Керулено-Аргунского террейна [Wu et al., 2011; Sun et al., 2013; Государственная..., 2010]. Это наблюдение позволяет предположить западный источник сноса для континентальных отложений верхнегазимурской свиты.

Таким образом, эволюция источников сноса юрских осадочных отложений Восточно-Забайкальского прогиба отражает время и динамику закрытия морского бассейна в районе Восточного Забайкалья. Во время отложения морских формаций фациальные ассоциации указывают на проксимальные обстановки осадконакопления (близкие источники сноса) на юге в Алгачи-Калганской зоне, эволюционирующие к северу и переходящие в дистальные (удаленные источники сноса) обстановки в Онон-Газимурской зоне (рис. 3, 4). Следует, однако, отметить, что даже в более дистальную зону периодически поступал крупнозернистый материал, возможно, в виде турбидитов. Эта география бассейна согласуется с областями источников цирконов, расположенными в основном в северной части Керулено-Аргунского террейна. Судя по фациальным ассоциациям, смещение полярности бассейна произошло во время отложения верхнегазимурской свиты. К тому времени проксимальная зона располагалась к северу в Онон-Газимурском районе, а Алгачи-Калганский район стал более удаленным. Эта смена полярности бассейна согласуется со сменой источников детритовых цирконов от северной части Керулено-Аргунского террейна к Селенга-Становому поясу и Ононскому блоку, а также с изменением условий осадконакопления от морских к континентальным. Таким образом, этот переход, датированный оксфордско-кимериджским периодом, соответствует полному закрытию морского бассейна в Восточном Забайкалье.

2.1.3. Закрытие Монголо-Охотского океана и тектоническая позиция Восточно-Забайкальского прогиба

Рассмотренная выше новая хроностратиграфия морских и континентальных отложений Восточного Забайкалья позволила предположить, что в этом регионе окончательная регрессия моря произошла на ~15 млн лет позже, чем в районе Джагдинского

трансекта [Sorokin et al., 2020]. На западе, в районе Западного Забайкалья, закрытие Монголо-Охотского океана, по-видимому, произошло раньше, чем на востоке. U-Pb возраст обломочных цирконов и данные Sm-Nd анализа из ранне-среднеюрских отложений Иркутского бассейна (южная окраина Сибирского кратона, рис. 2.1) показали, что поступление осадков из Забайкалья началось на границе ранней и средней юры [Demonterova et al., 2017]. U-Pb возраст циркона 178.3 ± 5.0 млн лет получен из прослая вулканического пепла в пределах самой молодой свиты Иркутского бассейна, в которой обнаружены обломочные зерна цирконов забайкальского происхождения [Михеева, 2017]. Эти данные указывают на рост рельефа и вулканическую активность в Западном Забайкалье, которые были интерпретированы как связанные с началом континентальной коллизии и Монголо-Охотским орогенезом [Demonterova et al., 2017; Arzhannikova et al., 2020a].

В пределах северной части Керулено-Аргунского террейна, окончательная морская регрессия в оксфорде-кимеридже в районе Восточного Забайкалья немного предшествует окончанию морской седиментации в кимеридже-титоне, произошедшему в западной части Верхнеамурской впадины, которая сама предшествует морской регрессии в берриасе-валанжине на северо-востоке Верхнеамурской впадины [Guo et al., 2017]. Таким образом, сегмент Монголо-Охотского пояса, простирающийся от Восточно-Забайкальского прогиба до Верхнеамурской впадины, претерпел постепенный переход от морского к континентальному осадконакоплению в северо-восточном направлении от оксфорда к валанжину (рис. 2.7).

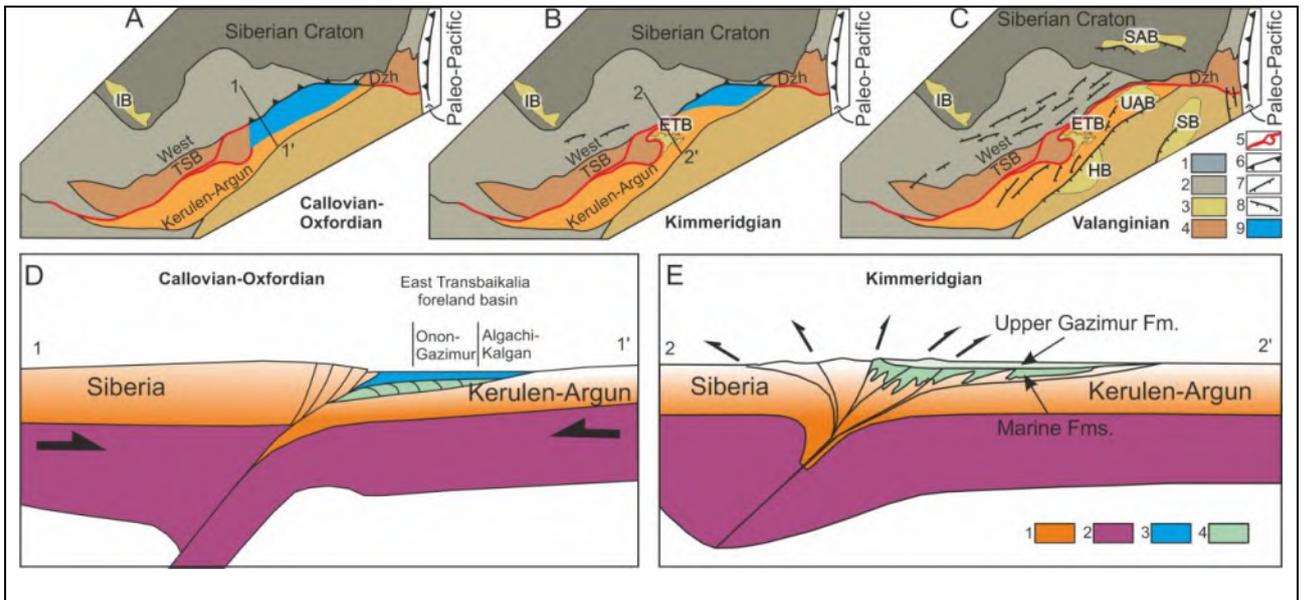


Рис. 2.7. А-С - палеотектонические реконструкции среднеюрско-раннемеловой морской регрессии: А - келловей-оксфорд, Б - киммеридж, В - валанжин. 1 - кратоны, 2 - коллаж аккрецированных террейнов, 3 - мезозойные бассейны: IB - Иркутский бассейн, ETB - Восточно-Забайкальский прогиб, UAB - Верхне-Амурская впадина, SAB - Южно-Алданская впадина, HB - Хайларская впадина, SB - бассейн Сонгляо, 4 - Монголо-Охотский пояс, 5 - Монголо-Охотская сутура, 6 - зона субдукции, 7 - сбросы, 8 - взбросы, 9 - морское пространство, West TSB - Западное Забайкалье, Dzh - район Джагдинского трансекта. D, E - модели седиментации Восточно-Забайкальского прогиба для морской и континентальной обстановки, соответственно: 1 – континентальная кора, 2 – мантийная литосфера, 3 – морской бассейн, 4 - осадки.

Если западный и восточный сегменты Монголо-Охотского океана уже закрылись и соответствующие районы перешли в орогенную стадию развития с континентальным осадконакоплением, то северная часть Керулено-Аргунского террейна подверглась морской трансгрессии. Морская среда сохранялась здесь с конца средней юры до раннего мела. Увеличение грубозернистости осадков вверх по разрезу, мощность в несколько км, а также залегание с эрозионным несогласием верхнеюрских осадков Восточно-Забайкальского прогиба на морских отложениях карбона и девона (рис. 2.4) соответствуют типичной стратиграфической схеме бассейна форланда (foreland basin) [De Celles, 2012]. Седиментологические исследования позднекайнозойского Гималайского периферийного бассейна форланда демонстрируют синорогенную седиментацию в различных условиях осадконакопления - от морских до континентальных [Kumar et al., 2011 и ссылки в ней]. Континентальная моласса Сивалик (Siwalic) с несогласием перекрывает до-сиваликские морские отложения формации Субату (Subathu). Субату состоит из мелководных морских

фаций и сложена аргиллитами, песчаниками и известняками [Najman et al., 2004]. Эти отложения аналогичны морским отложениям Онон-Газимурской дистальной области осадконакопления Восточного Забайкалья (рис. 2.4). В то же время в Алгачи-Калганской зоне мелкозернистые осадки переслаиваются конгломератами, что свидетельствует о прибрежно-морской седиментации. Верхне-Газимурская свита, местами несогласно перекрывающая морские отложения, может быть аналогом континентальной молассы Сивалик, которая представляет собой осадочные последовательности с увеличением грубозернистости вверх по разрезу от аргиллитов-песчаников до конгломератов [Kumar et al., 2011]. Таким образом, мы предполагаем, что к 165 млн лет прогиб северной части Керулено-Аргунского террейна сформировал коллизионный бассейн форланда и привел к морской трансгрессии и седиментации на фундаменте палеозойского террейна (рис. 2.7D). Начало формирования бассейна форланда маркирует время начала коллизии [Ding et al., 2017], которая, таким образом, началась для Восточного Забайкалья около 165 млн лет назад - со значительной задержкой по сравнению с более западными и восточными сегментами. Причины такой задержки пока не выяснены, хотя она может быть связана с первоначальной формой палеоконтинентальных окраин.

Между ~ 158 и ~ 155 млн лет происходит морская регрессия и Восточно-Забайкальский прогиб превращается в континентальный бассейн форланда (рис. 2.7E). При этом морская седиментация продолжалась в Верхнеамурской впадине до позднего валанжина, и полное исчезновение морской обстановки осадконакопления в пределах Керулено-Аргунского террейна произошло примерно к 136-133 млн лет [Guo et al., 2017] (рис. 2.7C).

2.1.4. Выводы

U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов из юрских морских и континентальных отложений Восточно-Забайкальского прогиба позволило установить время закрытия Монголо-Охотского океана и начала коллизии в этом регионе. Зарождение

Восточно-Забайкальского прогиба как коллизионного бассейна форланда произошло в средней юре, а не в ранней юре, как предполагалось ранее. Оно маркирует время начала коллизии в Восточном Забайкалье в районе 165 млн лет назад, что на 6-13 млн лет позже, чем в районе Джагдинского трансекта и в районе Западного Забайкалья, соответственно. Таким образом, северная часть Керулено-Аргунского террейна была последней столкнувшейся с Сибирским континентом с задержкой в несколько миллионов лет по сравнению с прилегающими юго-западными и северо-восточными регионами. Этот факт не соответствует широко распространенной модели последовательного закрытия Монголо-Охотского океана с омоложением в северо-восточном направлении, а свидетельствует о его «клавишном» закрытии. Геодинамический механизм, который привел к задержке столкновения северной части Керулено-Аргунского террейна с Сибирским континентом, требует дополнительного изучения, но может быть связан с изначальной формой рельефа окраины палеоконтинента. Морская регрессия в Восточном Забайкалье приходится на период между ~ 158 и ~ 155 млн лет, когда Восточно-Забайкальский прогиб превратился в континентальный бассейн форланда. Морская обстановка осадконакопления в пределах северной части Керулено-Аргунского террейна сменялась на континентальную последовательно в северо-восточном направлении, морской бассейн полностью прекратил существование в позднем валанжине в районе Верхнеамурской впадины.

2.2. Время начала растяжения и эволюция позднемезозойского рельефа

2.2.1. Обзор опубликованных данных

К началу растяжения рельеф Забайкалья представлял собой высоко поднятое горное плато, образованное за счет утолщения коры в результате широкомасштабного коллизионного надвигания и магматизма [Zorin, 1999]. Главный этап проявления юрского вулканизма в Забайкалье совпадает по времени с началом растяжения и формирования серии грабенов северо-восточного протирания (см. рис. 1 Б). В результате мощного бимодального вулканизма, связанного с излиянием трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахидацитов и

трахириодацитов, сформировались осадочно-вулканогенные толщи ичетуйской свиты, при этом 90% в них принадлежит базитовым вулканитам и только 10% - кислым (салическим). Геохимический состав вулканитов ичетуйской свиты соответствует базальтам континентальных рифтов [Гордиенко и др., 1997]. В начале раннего мела произошла новая вспышка вулканизма, площадь развития которого существенно расширилась к северо-востоку. Она проявилась в форме излияний, которые формируют многочисленные вулканические поля субщелочных базальтов большой мощности (до 1000 м) на территории Западного Забайкалья от Северной Монголии до Витимского плато (см. рис. 1 Б). Этот этап вулканизма связан с формированием нового структурного плана в виде системы узких грабенов, в которых в основном и происходили излияния [Иванов и др., 1995]. При этом раннемеловые вулканиты геохимически соответствуют внутриплитным базальтам [Скляров и др., 1997, Donskaya et al., 2008; 2013]. Формирование раннемеловых грабенов связывают с процессом тектонической эксгумации комплексов метаморфических ядер в результате растяжения утолщенной коры, которые широко представлены в Забайкалье, в северной Монголии и в Китае в пределах Северо-Китайского кратона [Zheng et al., 1991; Скляров и др., 1997, Zorin et al. 1997; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2008; Wang et al., 2011, 2012; Daoudene et al., 2009; 2013; 2017]. При этом на всей территории северо-восточной части континентальной Азии тектоническая эксгумация комплексов метаморфических ядер происходила одновременно между 145 и 110 млн лет с пиком в 130-125 млн лет, а начало растяжения в нижней и средней коре, определенное по U–Pb возрастам синкинематических и посткинематических интрузий некоторых комплексов метаморфических ядер, приходится на 150–145 млн лет [Wang et al., 2012; Daoudene et al., 2017]. Спад вулканической активности приходится на конец раннего мела, когда для Забайкалья наступает период тектонического покоя, о чем свидетельствует отсутствие достоверно датированных позднемеловых и палеогеновых отложений в регионе [Логачев и др., 1974].

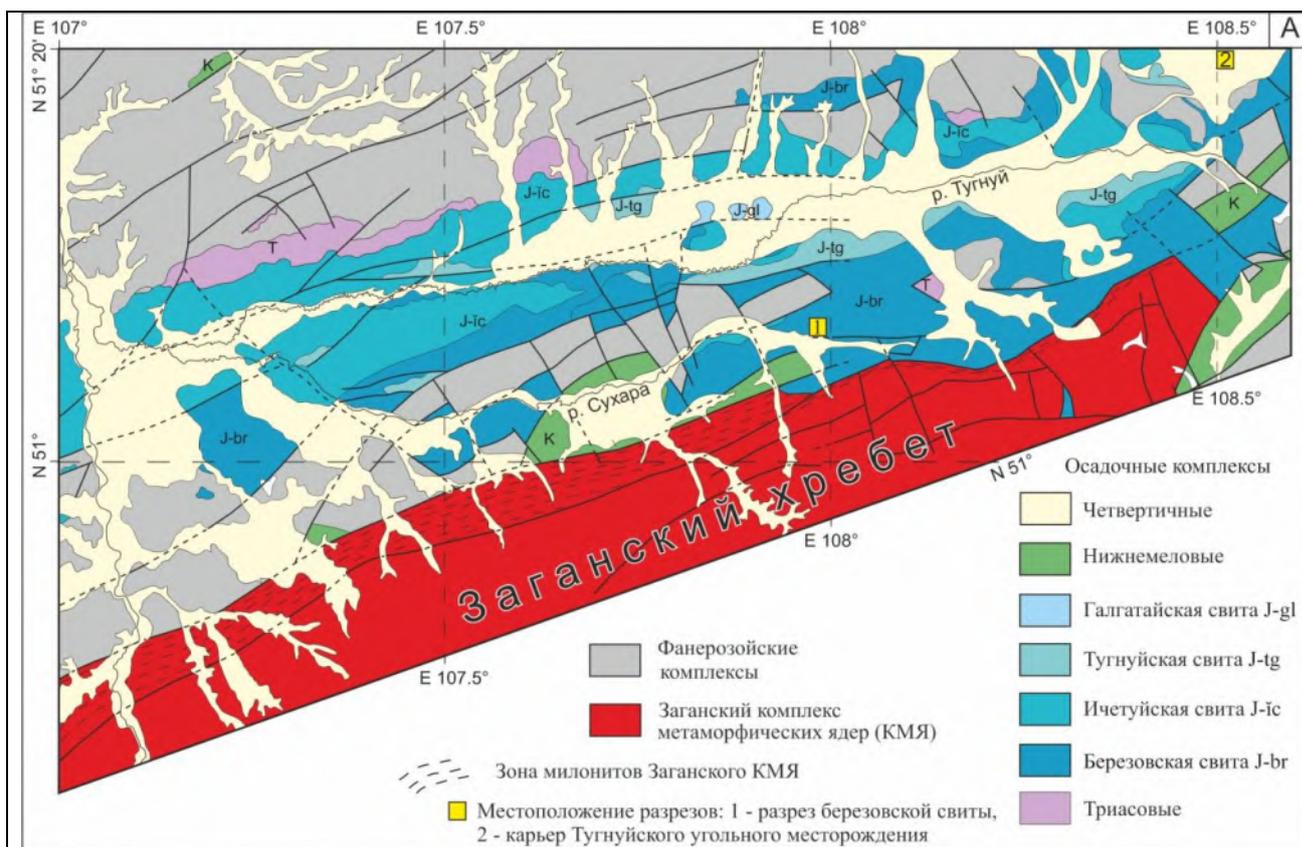
Ключевым объектом для определения времени начала растяжения, связанного с коллапсом орогена, является Тугнуйская впадина – одна из наиболее древних юрских впадин

Западного Забайкалья (см. рис. 1 Б). По палеоботаническим и палеонтологическим данным, Тугнуйская впадина начала формироваться в ранней юре [Komarov et al., 1965; Leonov, 1983; Скобло и др., 2001; Geological map..., 2005; Geological map..., 2008]. При этом точного геохронологического возраста начала ее формирования не было определено. Согласно [Государственная..., 2005], юрские осадки впадины представлены четырьмя свитами (снизу вверх) – базальной березовской, сложенной, в основном, конгломератами, вулканогенно-осадочной ичетуйской, тугнуйской, представленной мелкозернистыми осадками с промышленными слоями каменных углей, и галгатайской, сложенной в нижней части песчаниками, а в верхней конгломератами. В некоторых интерпретациях осадочного разреза Тугнуйской впадины конгломераты березовской свиты не являются базальными, а являются стратиграфическим аналогом ичетуйской свиты и относятся к саганнурской серии [Скобло и др., 2001] (рис. 2.8). Изотопное датирование нескольких образцов вулканитов ичетуйской свиты в пределах Тугнуйской впадины K-Ar методом дало возраст 145 ± 3 , 150 ± 5 млн лет [Иванов и др., 1995], 154.5 ± 3.7 млн лет [Гордиенко и др., 1997], а Rb-Sr методом - 158 ± 8 млн лет [Гордиенко и др., 1997], что соответствует поздней юре. Чтобы иметь больше данных о возрасте ичетуйской свиты, был отобран образец трахибазальта из верхней подсвиты в коренном выходе в левом борту долины р. Сутай (образец Tug-14-1, $N51^{\circ}15.202'$, $E107^{\circ}54.229'$) и проведено датирование образца $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (табл. 2.1). По результатам ступенчатого нагрева выделяется отчетливый возраст плато 167.7 ± 1.2 млн лет, а на диаграмме обратных изохрон 167.54 ± 0.95 млн лет (рис. 2.9), что соответствует концу первой половины средней юры [Аржанникова и др., 2018]. Поскольку продатирована верхняя подсвита ичетуйской свиты, то речь идет о минимальной границе возраста. Вопрос о том, подстилает ли березовская свита ичетуйскую или является ее стратиграфическим аналогом, является важным для понимания времени начала растяжения и деструкции орогена в Забайкалье. Если березовская свита действительно подстилает ичетуйскую, то возраст начала растяжения значительно удревется. Результаты U-Pb датирования

детритовых цирконов из ключевых свит Тугнуйской впадины, представленные ниже, помогли разобраться в этом вопросе.

| T, °C | ⁴⁰ Ar | ± | ³⁹ Ar | ± | ³⁸ Ar | ± | ³⁷ Ar | ± | ³⁶ Ar | ± | Возраст, млн лет | 2 σ ± |
|-------|------------------|------|------------------|-----|------------------|------|------------------|-----|------------------|-------|---------------------|----------|
| 552 | 2951,2 | 9,7 | 107,2 | 0,5 | 2,75 | 0,17 | 148,3 | 1,6 | 2,401 | 0,157 | 170,08 | 4,75 |
| 640 | 8628,6 | 28,8 | 370,7 | 1,3 | 6,96 | 0,17 | 583,1 | 2,6 | 3,358 | 0,158 | 168,04 | 2,28 |
| 696 | 8527,9 | 28,4 | 414,2 | 1,5 | 7,12 | 0,16 | 674,9 | 2,9 | 0,142 | 0,154 | 167,37 | 2,44 |
| 753 | 10115,4 | 33,7 | 491,4 | 1,7 | 7,93 | 0,19 | 850,7 | 3,5 | 0,010 | 0,166 | 168,10 | 2,32 |
| 802 | 8012,2 | 26,8 | 388,3 | 1,4 | 6,48 | 0,18 | 650,1 | 2,9 | 0,010 | 0,159 | 168,47 | 2,59 |
| 883 | 8059,8 | 26,9 | 390,3 | 1,4 | 6,94 | 0,17 | 560,5 | 2,6 | 0,295 | 0,163 | 166,86 | 2,56 |
| 989 | 9536,1 | 31,9 | 463,9 | 1,6 | 8,03 | 0,16 | 328,4 | 2,0 | 0,061 | 0,161 | 167,61 | 2,35 |
| 1099 | 8944,8 | 30,0 | 437,6 | 1,5 | 7,79 | 0,19 | 382,1 | 2,3 | 0,010 | 0,172 | 166,96 | 2,51 |
| 1215 | 2433,7 | 8,2 | 122,6 | 0,6 | 3,09 | 0,17 | 235,0 | 1,8 | 0,124 | 0,168 | 160,01 | 6,76 |
| 1396 | 4618,8 | 15,6 | 211,1 | 0,8 | 5,14 | 0,16 | 455,3 | 2,3 | 1,612 | 0,184 | 160,44 | 3,82 |

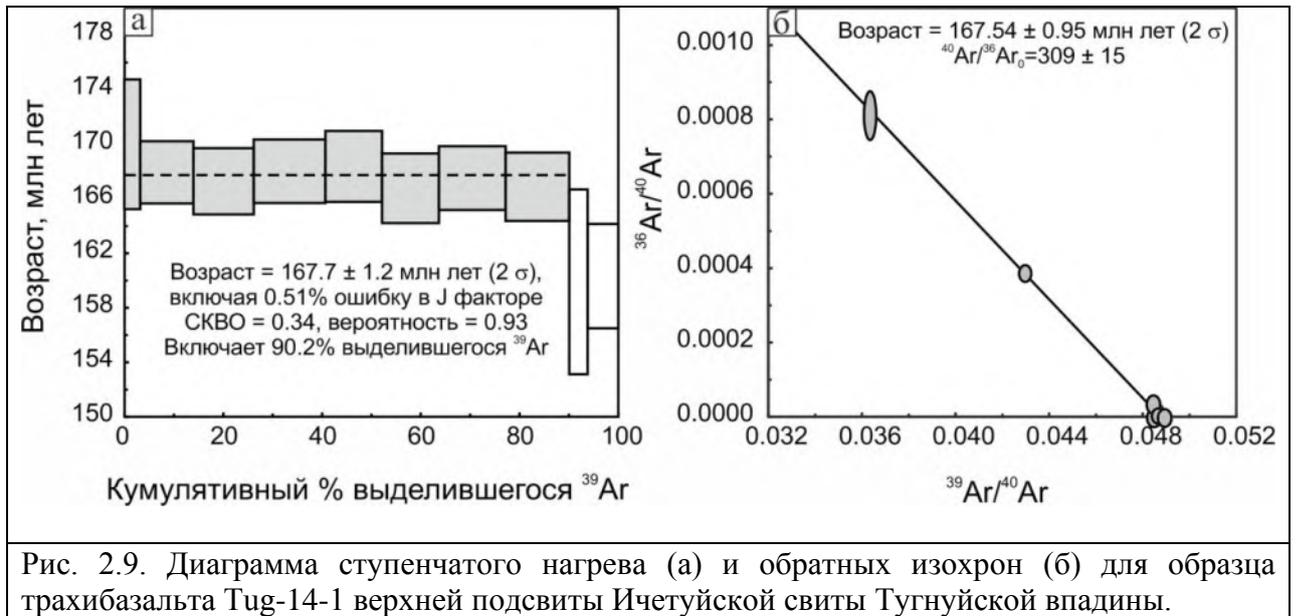
Таблица 2.1. Результаты измерений образца трахибазальта Tug-14-1 верхней подсвиты ичетуйской свиты Тугнуйской впадины. Примечание: Приведены значения сигналов в fA, после коррекции на фон, коэффициент масс-дискриминации масс-спектрометра и интерферирующие изотопы аргона, образующиеся при облучении в реакторе атомов Са и К в образце. J-фактор равен 0.004745 ± 0.000024 .



| Система | Отдел | Индекс | Литология | Мощность (м) | Состав отожений | Б |
|---------|----------------|--------|-----------------|--------------|--|---|
| ЮРА | ВЕРХ. | J, gl | Tug-14-2 | 0-360 | Галгатайская свита. Конгломераты (в верхней части), гравелиты, песчаники, прослойки аргиллитов (в нижней) | |
| | СРЕДН. | J, tg | Tug-14-3 | 150-240 | Тугнуйская свита. Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и угольных пластов | |
| | СРЕДНЕ-ВЕРХНИЙ | J, ic | Tug-14-1 | >1000 | Ичетуйская свита. В нижней части - игнимбриты, туффы, трахидациты, конгломераты, песчаники, в верхней - трахибазальты, трахиандезиты, их туффы, конгломераты, песчаники, алевролиты. | |
| | НИЖНИЙ | J, br | Tug-17-8 | 150-1890 | Березовская свита. Конгломераты, песчаники, аргиллиты | |

| Система | Отдел | Ярус | Свита | В |
|------------|---------|---------------|--------------------------|---|
| ЮРА | ВЕРХНИЙ | Tithonian | | |
| | | Kimmeridgian | Галгатайская | |
| | | Oxfordian | | |
| | СРЕДНИЙ | Callovian | | |
| | | Bathonian | | |
| | | Bajocian | Тугнуйская | |
| | НИЖНИЙ | Aalenian | | |
| | | Toarcian | Ичетуйская / Саганурская | |
| | | Pliensbachian | | |
| Sinemurian | | | | |
| Hettangian | | | | |

Рис. 2.8. А - Упрощенная геологическая карта Тугнуйской впадины [Государственная..., 2005; Jolivet et al., 2017], Б, В - юрский стратиграфический разрез Тугнуйской впадины: Б - по данным [Государственная..., 2005], В - по данным [Скобло и др., 2001].



2.2.2. Стратиграфия, возраст и источники сноса осадочных отложений

Тугнуйской впадины

2.2.2.1 Стратиграфия осадочных отложений

Стратиграфический разрез осадочных отложений Тугнуйской впадины, согласно данным геологической карты [Geological map..., 2005], представлен на рис. 2.8. Здесь нижняя часть разреза представлена березовской свитой, с несогласием залегающей на вулканитах позднего триаса и палеозойском основании. Березовская свита сложена конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, редко аргиллитов. Возраст свиты, здесь и далее определенный по биостратиграфическим признакам, указан как J_1 , а ее мощность от 150 до 1890 м. Выше залегает ичетуйская свита с возрастом J_{1-2} , в основании которой находятся игнимбриты и кластические лавы трахидацитов, а выше по разрезу отложения ичетуйской свиты представлены мощной осадочно-вулканогенной толщей (до 1000 м), где в составе вулканитов преобладают трахибазальты, трахиандезибазальты, реже трахиандезиты, трахиты и их туфы, которые переслаиваются с конгломератами, песчаниками и алевролитами. На ичетуйской свите местами с размывом, местами согласно, залегают отложения тугнуйской свиты общей мощностью 150-240 м. Свита представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, реже конгломератов, аргиллитов с пластами каменных углей. Возраст свиты

указан, как J₂. Завершает юрский разрез галгатайская свита (J₃), залегающая на тугнуйской и состоящая в нижней части из песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов, в верхней части преобладают конгломераты. С увеличением размерности обломочного материала вверх по разрезу уменьшается степень его гранулометрической сортировки, что характеризует увеличение роли пролювия в осадконакоплении [История озер..., 1988]. Мощность галгатайской свиты до 360 м. Свита характеризуется взаимозамещающимися сероцветными и красноцветными отложениями. Широкое распространение красноцветов в галгатайской свите и полное отсутствие угленакопления связывается со сменой гумидного климата аридным или семиаридным [История озер..., 1988]. Конседиментационным разломом Тугнуйской депрессии во время осадконакопления тугнуйской и галгатайской свит, по данным [Мезозойская..., 1983], является южный прибортовой Тугнуй-Кондинский разлом. Мощность свит по направлению от южного борта к центру впадины сокращается, пласты конгломератов и гравелитов выклиниваются, значение в разрезе алевропелитов – возрастает. Небольшие поля нижнемеловых отложений в Тугнуйской впадине мощностью 100-300 м представлены осадочно-вулканогенным комплексом, в составе которого конгломераты, гравелиты, песчаники с маломощными прослоями трахибазальтов и трахиандезибазальтов, и приурочены к краю Заганского хребта. Характер границы между меловыми и юрскими отложениями не известен. Заганский хребет представляет собой один из наиболее изученных комплексов метаморфических ядер, тектоническое экспонирование которого происходило в раннем мелу [Sklyarov et al., 1994; Складов и др., 1997; Donskaya et al., 2008; 2013]. Вероятно, накопление раннемеловых осадков в прибортовой части Тугнуйской впадины связано с процессами тектонического экспонирования ядра.

По данным [Скобло и др., 2001], конгломератовые отложения березовской свиты входят в состав саганнурской серии, которая является стратиграфическим аналогом ичетуйской. На схеме стратиграфии юрских и меловых образований Западного Забайкалья, представленной в вышеуказанной работе, юрский разрез начинается с ичетуйской и

саганнурской серий, объединенных в общий горизонт, с размывом залегающий на нижележащих отложениях (рис. 2.8B). Возраст горизонта – от плинсбаха до аалена. Выше согласно залегают тугнуйская свита с возрастом аален-бат. Верхнеюрский возраст (оксфорд-титон) предполагается для галгатайской свиты, с перерывом залегающей на тугнуйской [Скобло и др., 2001]. Все эти возраста были даны на основе палеофлористического и палинологического анализов. Поскольку вулканические породы ичетуйской свиты были датированы K–Ar, Rb–Sr и Ar–Ar методами, которые показали, что накопление свиты происходило с конца средней до конца поздней юры [Иванов и др., 1995; Гордиенко и др., 1997; Аржанникова и др., 2018], все вышележащие отложения формировались в течение или позднее титона.

2.2.2.2 Возраст и эволюция источников сноса осадков по результатам U–Pb датирования детритовых цирконов из юрских отложений Тугнуйской впадины

Для датирования детритовых цирконов были отобраны образцы песчаников в разрезах березовской, тугнуйской и галгатайской свит. Разрез березовской свиты (N51°06.065'; E107°57.929'), (рис. 2.10A), представлен валунно-галечными конгломератами с разным размером галек, валуны размером до 0.5 м. Окатанность галек средняя, не равномерная. Цемент гравелитовый, гравелиты слабо окатаны. Гальки представлены розовыми и светлосерыми гранитами, в меньшей степени основными и кислыми эффузивами (рис. 2.10Б). В конгломератах наблюдаются маломощные прослои песчаников и гравелитов. Залегание слоев в разрезе наклонное на СЗ, под углом 30°. Песчаники разнозернистые с преобладанием зерен среднего размера, средней окатанности. В прослоях песчаников наблюдаются включения галек. Пачка деформирована тектоническими нарушениями. Конгломераты разбиты трещинами, многие гальки раздроблены, по крупным трещинам наблюдаются штрихи скольжения взбросового характера. В одном из обнажений зафиксирован надвиг с амплитудой в несколько метров, в районе которого конгломераты сильно деформированы и метаморфизованы (рис. 2.10B).

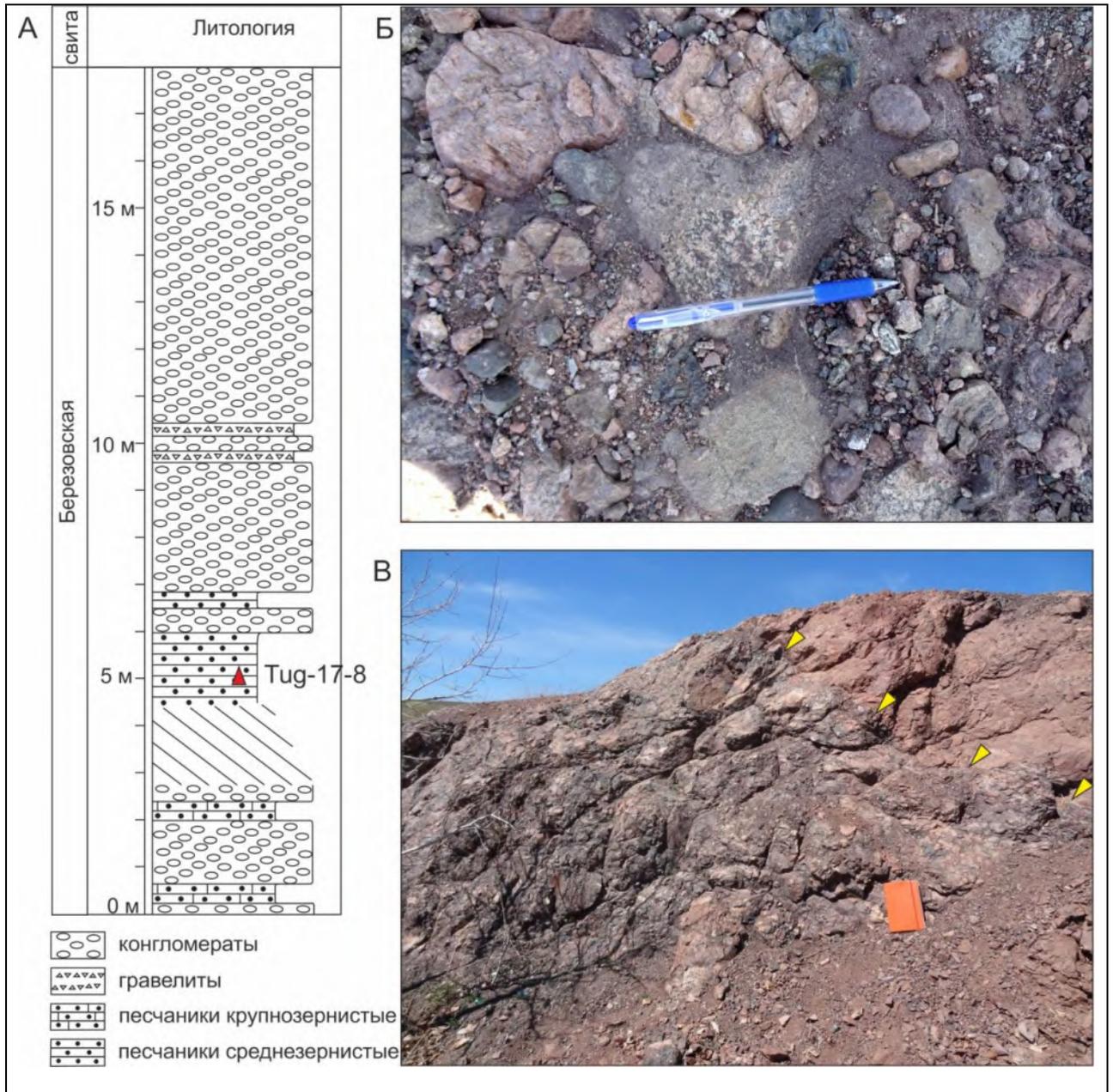


Рис. 2.10. А - разрез березовской свиты в месте отбора образца для анализа детритовых цирконов (обозначено красным треугольником), Б - фото конгломератов березовской свиты, В - фото деформации (показана желтыми стрелочками) со смещением в несколько метров в конгломератах березовской свиты.

Отложения тугнуйской и галгатайской свит были опробованы на угольном карьере ($51^{\circ}18.690'$, $108^{\circ}31.426'$), где тугнуйская свита представлена мощным разрезом угленосных отложений, а галгатайская представлена красноватыми песчаниками и гравелитами и выходит только в верхней части разреза, залегая с несогласием на тугнуйской свите (рис. 2.11А-Г). Угленосная толща включает 4 группы промышленных пластов гумусового каменного угля,

более или менее выдержанных по простиранию, хотя сильно меняющихся по мощности. Толща смята в складки, при этом перекрывающая ее пачка песчаников галгатайской свиты в пределах карьера не деформирована и залегает на эродированной поверхности складчатых отложений. Складки как пологие, так и крутые, шарниры складок имеют субмеридиональное простирание.

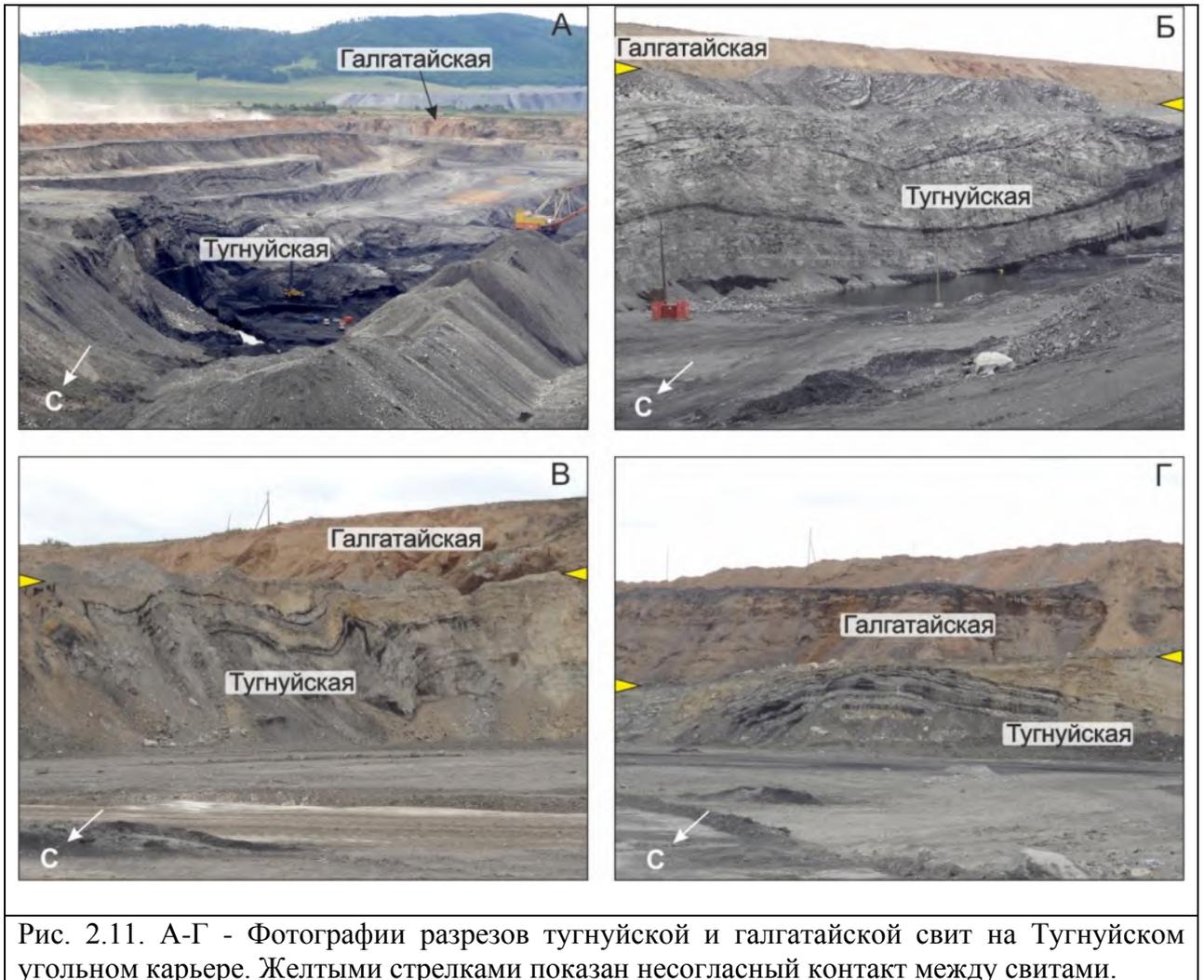


Рис. 2.11. А-Г - Фотографии разрезов тугнуйской и галгатайской свит на Тугнуйском угольном карьере. Желтыми стрелками показан несогласный контакт между свитами.

При отборе образцов было изучено два разреза. Первый 12-метровый разрез расположен в нижней части карьера (рис. 2.12) и является характерным для всей угленосной толщи тугнуйской свиты. Разрез состоит из переслаивающихся сортированных светло-серых среднезернистых песчаников с темно-серыми алевритами, желтоватыми крупнозернистыми до гравелитовых песчаниками и прослоями углей. Мелкие зерна

песчаников хорошо окатаны, с укрупнением зерна окатанность ухудшается. Алевролиты содержат остатки палеофлоры, по результатам изучения которой возраст отложений определен как конец средней-начало поздней юры [Аржанникова и др, 2018]. Литологические особенности разреза показывают, что отложения формировались в условиях ритмичной смены руслового режима реки с невысокой энергией потока (сортированные песчаники и гравелиты) и режима периодически пересыхающих пойменных озер (алевролиты с остатками наземных растений и прослой углей).

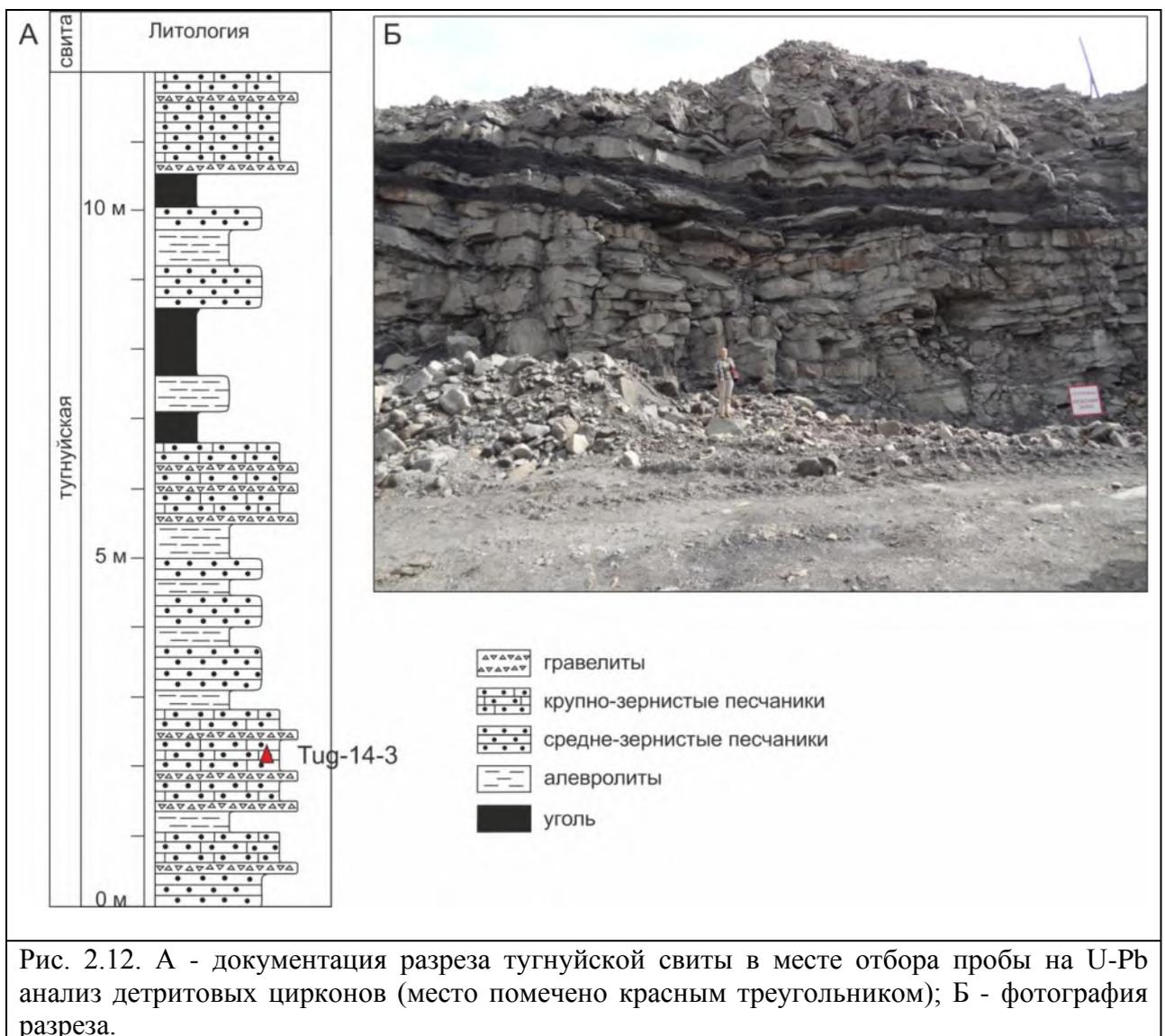


Рис. 2.12. А - документация разреза тугнуйской свиты в месте отбора пробы на U-Pb анализ детритовых цирконов (место помечено красным треугольником); Б - фотография разреза.

Второй 27-метровый разрез расположен в верхней части карьера (рис. 2.13) в районе контакта тугнуйской и галгатайской свит. Нижняя часть разреза (интервал 0-15 м)

представлена тугнуйской свитой и состоит из параллельно-слоистых светло-серых средне- и крупнозернистых песчаников с небольшими прослоями темно-серых алевролитов и углей. Выше с несогласием залегает галгатайская свита (интервал 15-24 м). Отложения представлены переслаивающимися красновато-желтыми грубозернистыми и гравелитовыми песчаниками со средней окатанностью зерен. Самая верхняя часть отложений (интервал 24-27 м) представлена переотложенными несортированными осадками нижележащей пачки. Характер отложений тугнуйской свиты полностью соответствует тому, что наблюдается в нижнем разрезе карьера. Галгатайская свита резко отличается от тугнуйской, как по цвету, так и по литологии. Отложение песчано-гравелитового окатанного материала характерно для руслового аллювия реки. Красноватый цвет песчаников связывается с климатическими изменениями в этот период [История озер..., 1988].

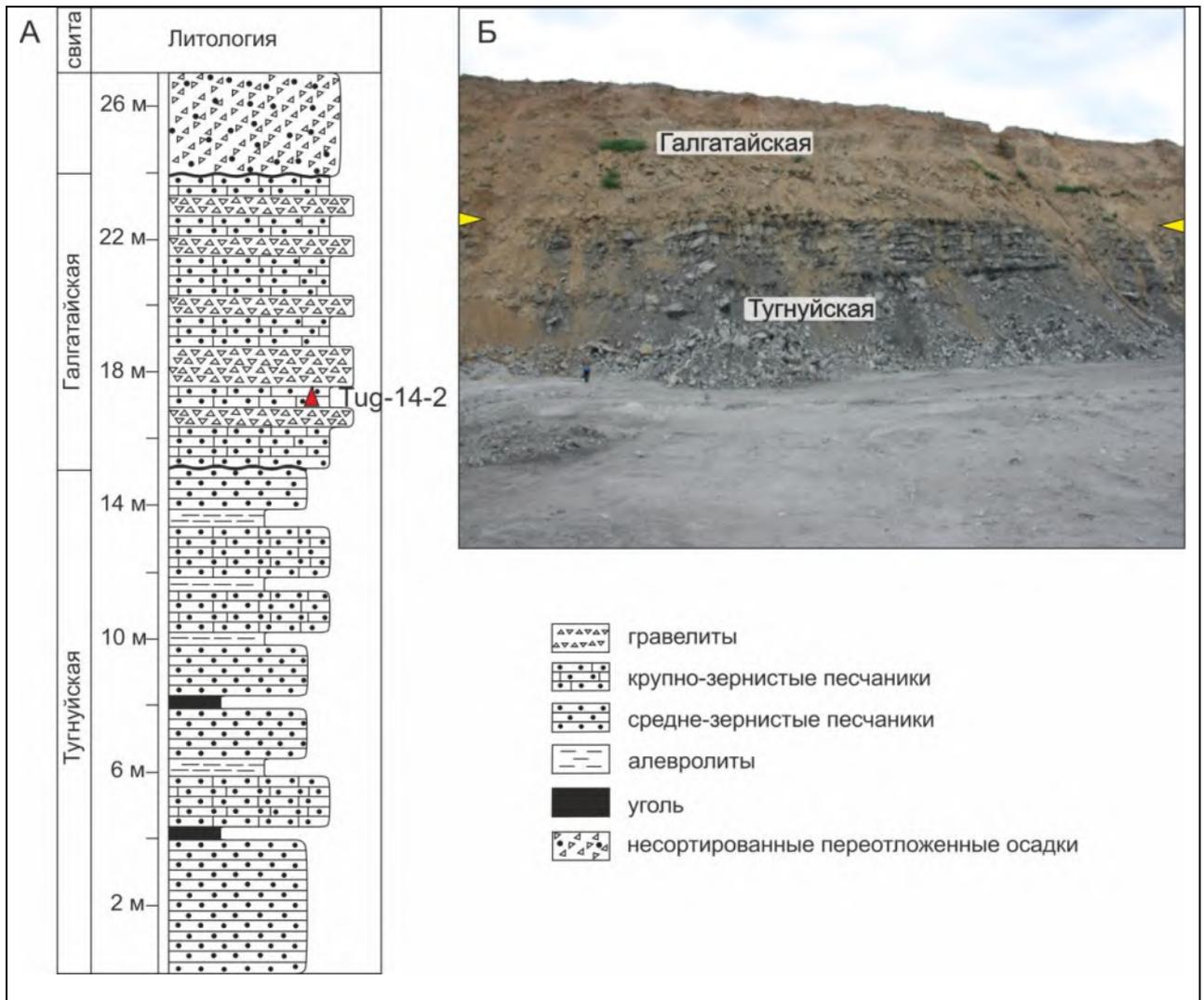


Рис. 2.13. А - документация разреза тугнуйской и галгатайской свит в зоне их контакта. Красным треугольником обозначено место отбора образца на U-Pb анализ детритовых цирконов. Б - фотография разреза. Желтыми стрелками показан контакт между свитами.

U-Pb датировки детритовых цирконов из отложений Тугнуйской впадины показывают, что они формировались за счет разрушения пород позднепалеозойского и мезозойского возраста. Для березовской свиты (образец Tug-17-8) получено 159 конкордатных возрастов детритовых цирконов (таб. П.7 в Приложениях), которые дали следующие пики: 154–174 млн лет (38% зерен), 190–237 млн лет (35% зерен), 241–275 млн лет (17% зерен), и 288–325 млн лет (11% зерен) (рис. 2.14А). Есть единичные зерна с возрастом 400 и 1524 млн лет, но они не представляют статистически значимую популяцию (3% и более) и в работе не обсуждаются. Самый молодой циркон имеет возраст 154.0 ± 3.3 млн лет. Детритовые цирконы березовской свиты прозрачные бледно-желтые, желтые, трещеноватых зерен не более 5%. По форме зерна преимущественно изометричные (~35%), короткопризматические (~35%), призматические (~20%), и также встречаются и длиннопризматические (~10%).

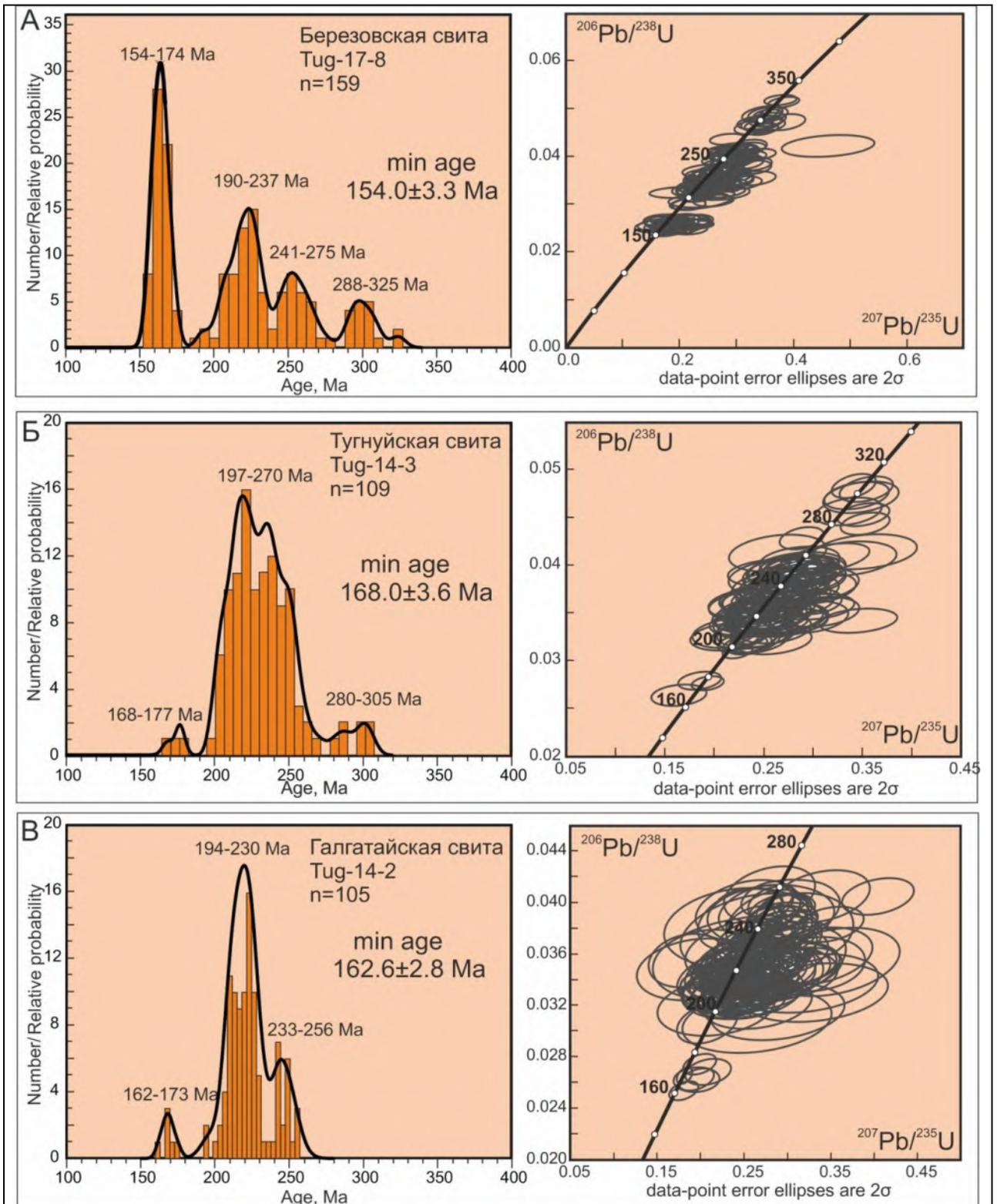


Рис. 2.14. Гистограммы с графиком плотности вероятности (жирная черная кривая) и U-Pb конкордии для детритовых цирконов из березовской (А), тугуньской (Б) и галгатайской (В) свит. n - количество конкордатных возрастов.

Для вышележащей тугуньской свиты (образец Tug-14-3) получено 109 конкордатных определений возраста по детритовым цирконам (таб. П.8 в Приложениях). Датировки распределились следующим образом: 168–177 млн лет (3% зерен), 197–270 млн лет (91%

зерен) и 280–305 млн лет (6% зерен) (рис. 2.14Б). Самый молодой циркон имеет возраст 168.0 ± 3.6 млн лет. Детритовые цирконы бесцветные, бледно-желтые, редко желтые. По форме зерна изометричные (~50%) и призматические (~30%), также встречаются короткопризматические (~20%). Зерна прозрачные, трещиноватых практически нет (не более 5%).

Для галгатайской свиты (образец Tug-14-2), завершающей юрский осадочный разрез тугнуйской впадины, получено 105 конкордатных возрастов цирконов (таб. П.9 в Приложениях). Основные возрастны пики соответствуют: 162–173 млн лет (6% зерен), 194–230 млн лет (74% зерен) и 233–256 млн лет (20% зерен) (рис. 2.14В). Детритовые цирконы желтые, бледно-желтые, реже бесцветные (~10%). По форме зерна преимущественно изометричные (~50%) и призматические (~30%), также встречаются короткопризматические (~17%) и единичные длиннопризматические (~3%). Достаточно много окатанных зерен (слабо и хорошо) – около 50%. Трещиноватых зерен (в основном это зерна желтого и бледно-желтого цвета) примерно 20%.

Распределение возрастов детритовых цирконов, а также характер изучаемых отложений, позволили определить нижний возраст осадков, источники сноса материала для каждой свиты, а также выявить некоторые особенности топографической эволюции региона [Arzhannikova et al., 2020a]. Поскольку самый молодой циркон, выделенный из отложений Тугнуйской впадины, с возрастом 154.0 ± 3.3 млн лет (таб. U-Pb Tug-17-8 в Приложениях) принадлежит березовской свите, все вышележащие свиты имеют более молодой возраст. При анализе источников сноса была использована схема распределения позднепалеозойских - раннемезозойских гранитоидных батолитов и вулканоплутонических поясов Забайкалья и Северной Монголии, построенная на основе анализа геохронологических данных для главных позднепалеозойских и мезозойских магматических комплексов [Donskaya et al., 2013; Demonterova et al., 2017] (рис. 2.2).

На базе анализа источников сноса детритовых цирконов [Prokoriev et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Михеева и др., 2017] установлено, что топографическая эволюция

Западного Забайкалья в ранней юре определялась деформациями сжатия и денудацией в южном обрамлении Сибирского кратона в районе Саян и Ангаро-Витимского батолита и началом эрозии в Западном Забайкалье в районе 178 млн лет. Деформации растяжения, связанные с деструкцией орогена, начались несколько позже, время начала растяжения соответствует возрасту самых древних отложений Тугнуйской впадины.

Максимальный пик 154-174 млн лет на гистограмме распределения возрастов цирконов для самой нижней березовской свиты соответствует трахибазальт-трахиандезибазальт-трахидацитовому ичетуйскому вулканизму (145–168 млн лет), широко проявленному в пределах впадины [Иванов и др., 1995; Гордиенко и др., 1997; Аржанникова и др., 2018]. Присутствие в составе конгломератов основных вулканитов, а также длиннопризматических магматических цирконов «ичетуйского» возраста свидетельствует о том, что березовская свита не подстилает ичетуйскую, а формировалась одновременно с ней. При этом основная масса галек в конгломератах березовской свиты представлена кислыми разновидностями магматических пород, причем на всем протяжении изученного разреза количественное соотношение галек гранитоидов (примерно 80%) не меняется. Это же характерно и для других разрезов березовских конгломератов [Скобло и др., 2001] и свидетельствует о длительном размыве одних и тех же кислых магматических провинций. Совокупность признаков, таких как преобладание грубообломочного материала, полимиктовый состав обломков и слабая сортировка материала свидетельствует о том, что данные отложения представляют фацию аллювия горных рек. Реки при этом размывали крупный гранитоидный массив. Пики 190-237 и 241-275 млн лет соответствуют сносу с юга и юго-запада с Северо-Монгольского пояса, Хэнтэйского и Хангайского батолитов. Размыв батолитов и перенос грубообломочных фракций во впадины свидетельствует о существовании расчлененного рельефа вдоль зоны Монголо-Охотской сутуры. Менее проявленный пик в 288-325 млн лет соответствует возрасту Ангаро-Витимского батолита, расположенного к северу от Тугнуйского бассейна. Данные о присутствии детритовых цирконов позднекарбон-раннепермского возрастов в ниже-среднеюрских отложениях

Верхоянской окраины и Иркутского бассейна свидетельствуют о том, что район Ангаро-Витимского батолита также был относительно поднятым на границе ранней и средней юры [Prokoriev et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Михеева и др., 2017]. Однако существование возрастных пиков, соответствующих источникам сноса, как с севера, так и с юга от Забайкалья в одном и том же образце, свидетельствует о переотложении осадков предыдущих циклов [Yang et al., 2013]. Большое количество галек гранитоидов, принесенных с юга, в образце березовской свиты, а также короткая дистанция переноса и накопление материала в условиях конусов выноса горных рек, свидетельствуют в пользу речной системы, стекающей с юга и размывающей породы фундамента. Кроме того, существовавший до начала растяжения осадочный покров, содержащий цирконы, сносившиеся с севера в сторону континентальной окраины Монголо-Охотского океана в ранней юре, на момент формирования березовской свиты еще сохранялся в южных провинциях и участвовал в размыве, наряду с коренными породами, как источник кластического материала. Таким образом, коллизионные процессы на границе ранней и средней юры привели к росту рельефа в зоне коллизии и, как минимум, частичной инверсии дренажной системы с южного направления на северное (ссылки на стороны света даются в современных координатах) [Arzhannikova et al., 2020a]. А к началу растяжения на поверхности платообразного поднятия все еще существовали горные массивы, связанные, как со складчатыми деформациями на границе с платформой, так и с внедрением крупных батолитов.

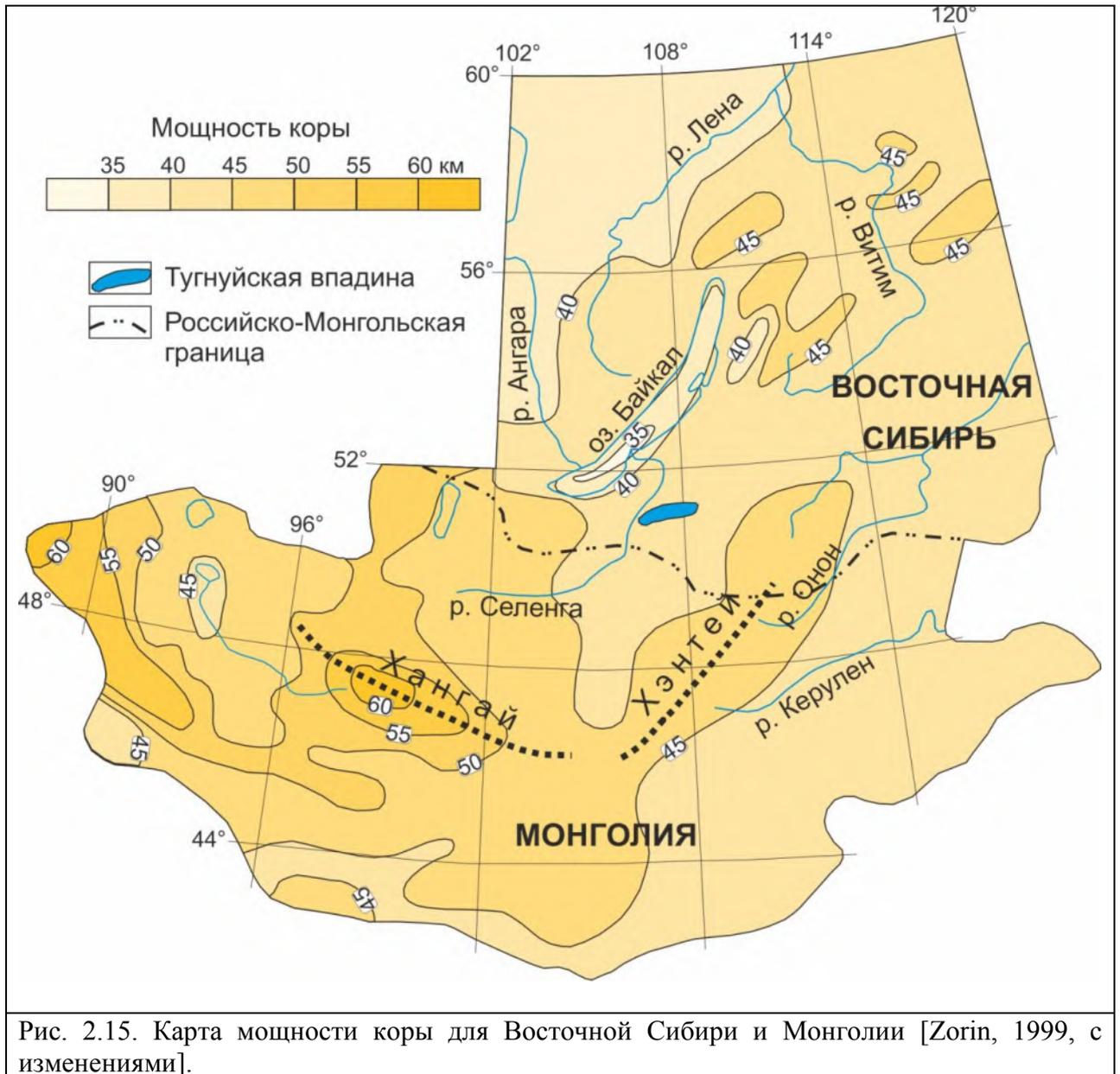
Во время формирования угленосной тугнуйской свиты район Забайкалья уже находился в спокойных тектонических условиях со слабо расчлененным рельефом, что способствовало формированию толщи мелкозернистых озерно-болотных отложений. По данным литолого-фациального анализа, отложения тугнуйской угленосной толщи формировались в мелководных застойных пойменных озерах широких аллювиальных долин [Бутова, 1963], что подтверждается литологическими особенностями изученного нами разреза. Вулканизм к тому времени прекратился [Donskaya et al., 2013], и его продукты были

перекрыты осадками, поэтому на гистограмме мы наблюдаем лишь единичные зерна цирконов с возрастом 168-177 млн лет, скорее всего, переотложенных из нижележащей свиты (рис. 2.14Б). При этом наблюдается максимальный пик сноса с южных провинций (197-270 млн лет), что свидетельствует о продолжающейся эрозии поднятий вдоль зоны Монголо-Охотского шва. Однако мелкозернистость доносимых до впадины отложений свидетельствует о малой скорости переноса в условиях слабо расчлененного рельефа. Небольшое количество цирконов с возрастом 280-305 млн лет свидетельствует о том, что чехол осадков, сносимых на континентальную окраину во время существования океана, еще не полностью размылся и продолжал участвовать в сносе в момент накопления тугнуйской свиты. Таким образом, распределение возрастов детритовых цирконов показывает, что березовская и тугнуйская свиты соответствуют одному эрозионному этапу, а меньшее число цирконов позднекарбон-раннепермского возрастов в тугнуйской свите по сравнению с березовской свидетельствует об углублении уровня эрозии, связанного с постепенным размывом сформировавшегося на предыдущих этапах осадочного чехла на континентальной окраине.

Структурные особенности разреза тугнуйской свиты (складчатость) и несогласный характер ее контакта (со следами эрозии) с вышележащей галгатайской свитой свидетельствуют об эпизоде сжатия и временного выведения территории Тугнуйского бассейна из области осадконакопления. Субмеридиональная ориентировка шарниров складок тугнуйской свиты свидетельствует о сжатии в субширотном направлении, соответствующем направлению коллизионных деформаций, которые, очевидно, к этому времени распространились со стороны Восточного Забайкалья. Так, представленные выше данные датирования детритовых цирконов Восточно-Забайкальского прогиба указывают на коллизионное событие в районе Восточного Забайкалья в оксфорде-киммеридже. Таким образом, складчатые деформации тугнуйской свиты, а также надвиговые деформации в нижележащих березовских конгломератах могут быть откликом на столкновение континентов в центральной части складчатого пояса в поздней юре.

После перерыва в осадконакоплении начала формироваться завершающая юрский разрез галгатайская свита. Характер ее осадков (увеличение размерности обломочного материала от песчаников до конгломератов вверх по разрезу) свидетельствует об усилении тектонических процессов и увеличении скорости прогибания впадины. На гистограмме распределения возрастов цирконов (рис. 2.14В) наблюдается небольшой пик «ичетуйских» переотложенных цирконов (162-173 млн лет) и два основных пика (194-230 и 233-256 млн лет), соответствующих возрастам магматических провинций Северной Монголии, которые вновь подверглись усиленному эрозионному расчленению. Отсутствие цирконов позднекарбон-раннепермского возраста свидетельствует о том, что осадочный чехол континентальной окраины, содержащий эти цирконы, к позднеюрскому времени был уже размыв.

На карте мощности коры для Восточной Сибири и Монголии [Zorin 1999], (рис. 2.15) показано, что мощность коры увеличена до более 45 км в районе Хэнтэя и северной части Ангаро-Витимского батолита и до 60 км в районе Хангая. Области наиболее утолщенной коры как раз совпадают с наиболее поднятыми участками юрского рельефа, которые являлись источниками сноса для накопления юрских континентальных осадков Забайкалья.



Таким образом, на примере Тугнуйской впадины было показано, что во время накопления юрских осадков происходили активизации и затухания тектонических процессов, а также инверсии тектонического режима. Развитие впадины можно разделить на три стадии. Первая - активное растяжение, приведшее к накоплению более 1 км вулканогенно-осадочных толщ березовской/ичетуйской, а затем тугнуйской свит. Она представлена, в целом, ретроградным трендом осадконакопления – от грубообломочных отложений аллювиальных конусов к песчано-алевритовым угленосным отложениям озерно-болотного типа. Этот тренд свидетельствует об уменьшении скорости прогибания впадины и, соответственно, ослаблении тектонического растяжения. Во вторую стадию, в конце юры (после ~155 млн лет), территория

Западного Забайкалья подверглась субширотному сжатию, очевидно, связанному с распространением деформаций от коллизии со стороны Восточного Забайкалья, которое привело к инверсии Тугнуйской впадины, складкообразованию и эрозии осадков тугнуйской свиты. В третью стадию, в начале мела, растяжение возобновилось, постепенно усиливаясь, что привело к накоплению галгатайской свиты осадочных отложений, с увеличением размерности зерен вверх по разрезу.

Осадочный разрез раннемеловых грабенов представлен в Западном Забайкалье гусиноозерской серией, стратотип которой находится в Гусиноозерской впадине, где и были проведены исследования для изучения дальнейшей эволюции рельефа.

2.2.3. Стратиграфия, возраст и источники сноса осадочных отложений Гусиноозерской впадины

Гусиноозерская впадина по одним данным [Мезозойская..., 1975] представляется, как типичный грабен, ограниченный с северо-запада и юго-востока Хамбинским и Моностойским горстами соответственно. По другим данным [Булнаев, 2006] эта депрессионная структура имеет моноклиналиное строение, обусловленное односторонним конседиментационным опусканием фундамента по Моностойскому разлому вдоль юго-восточного борта. По данным [Мезозойская тектоника..., 1983] в структуре впадины выделяются два конседиментационных разлома – Хамбинский и Моностойский, отделяющих впадину от одноименных хребтов, причем начало осадконакопления во впадине связывается с активизацией Хамбинского разлома. Мощность осадков во впадине не постоянна – наблюдается тенденция увеличения мощности от северо-западного борта к юго-восточному, что свидетельствует о том, что роль Моностойского разлома в мезозойский период развития впадины была определяющей [Булнаев, 2006].

2.2.3.1. Стратиграфия осадочных отложений (обзор опубликованных данных)

Исследования возраста осадочных отложений Гусиноозерской впадины имеют дискуссионный характер. Основные работы по изучению осадков впадины проводились в 50-60-х годах прошлого столетия. Так Г.Г.Мартинсон [1955] выделил в разных частях разреза впадины комплексы пресноводных моллюсков, характеризующие среднюю, верхнюю юру – низы нижнего мела и нижний мел. Ч.М.Колесников [1961; 1964] весь разрез мезозойских континентальных отложений Гусиноозерской впадины на основании литологических, палеонтологических и геологических данных подразделил следующим образом (снизу):

1. Триас-нижняя юра

Порфиритовый комплекс мощностью до 400м.

2. Средняя юра (угленосные отложения)

Таширская свита мощностью 300-450 м:

а) конгломератовая базальная толща;

б) угленосная толща.

3. Верхняя юра

Улангангинская свита мощностью до 820 м;

а) нижнеулангангинская подсвита мощностью до 230-500 м;

б) верхнеулангангинская подсвита мощностью до 220-320 м.

4. Нижний мел

Холболджинская свита мощностью до 1250 м:

а) нижнехолболджинская подсвита мощностью до 750 м;

б) верхнехолболджинская подсвита мощностью до 50 м.

По мнению Ц.О.Очирова [1964] в Гусиноозерской впадине осадконакопление началось с ранней юры и продолжалось до верхов нижнего мела. Г.Г.Мартинсон [1961] на основании палеонтологических и палеофлористических находок обосновывает следующую стратиграфическую схему:

1.Базальная свита (J_2) – конгломератово-песчаниковая (органических остатков не обнаружено).

2.Нижняя угленосная свита (J_2) – букачачинская (обычная для средней юры фауна и флора).

3.Средняя угленосная свита ($J_3 - K_1^1$) – улангангинская: нижний – североозерный горизонт с пластами угля по фауне и флоре близок к верхнеюрскому времени, верхний – хаяно-таширский горизонт по фауне, флоре, спорам и пыльце близок к низам нижнего мела.

4.Верхняя угленосная свита (K_1^2) – тургино-витимская, синхронизируется с нижнемеловой (готеррив-баррем) тургино-витимской свитой, встречающейся в Тарбагатае, Арбагаре, Турге и Витиме.

По данным геологической карты [Геологическая..., 1962], нижняя часть стратиграфического разреза Гусиноозерской впадины принадлежит сангинской свите (рис. 2.16 А,Б). Сангинская свита общей мощностью до 900 м представлена двумя подсвитами, сложенными переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и кислыми эффузивами. При этом в нижней подсвите (аналог муртойской свиты по данным [Скобло и др., 2001], (рис. 2.16В)) преобладают конгломераты, а в верхней (аналог убукунской свиты по данным [Скобло и др., 2001]) - песчаники и гравелиты. Выше согласно залегает селенгинская свита с общей мощностью осадков до 600 м. Здесь также наблюдается уменьшение размерности материала вверх по разрезу. Свита представлена переслаивающимися гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. В вышележащей баин-зурхенской свите мощностью до 500 метров отсутствует гравелитовый материал и преобладает более мелкозернистый. Холбольджинская свита замыкает разрез мезозойских осадков впадины. Она имеет мощность до 900 м и согласно залегает на баин-зурхенской свите. Отложения представлены полимиктовыми аркозовыми песчаниками, алевролитами и углями. Угленасыщенность данной свиты самая высокая в Гусиноозерской впадине, в ней содержится более 16 пластов углей мощностью от 2-4 до 30 м. Возраст всей пачки осадков по данным [Геологическая..., 1962] определен как J_3-K_1 (рис. 2.16Б)

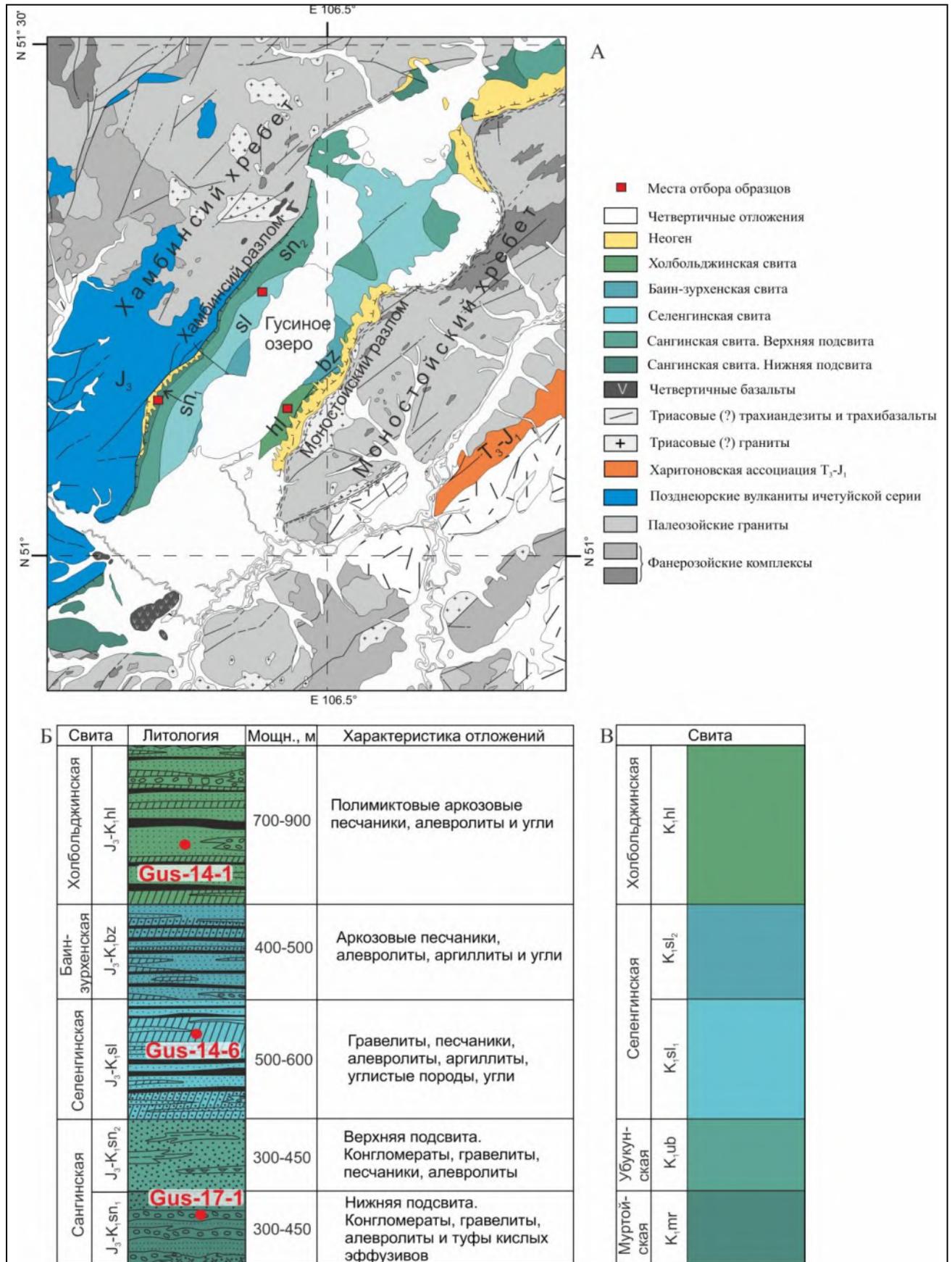


Рис. 2.16. А - Упрощенная геологическая карта района Гусиноозерской впадины по данным [Геологическая..., 1962; Jolivet et al., 2017] с уточнением некоторых возрастов по данным [Ярмолюк и др., 2000; Андрющенко и др., 2010]; Б,В - стратиграфический разрез Гусиноозерской впадины: Б - по данным [Геологическая..., 1962], В - по данным [Скобло и др., 2001].

В дальнейшем многолетние работы В.М.Скобло позволили собрать обширный материал по ископаемым моллюскам, остракодам, костям динозавров и растениям. В результате изучения этого материала возникли разногласия в стратиграфии мезозоя Гусиноозерской впадины, связанные с различной трактовкой сложных геологических структур этого района. Схема, предложенная В.М.Скобло [1967], существенно отличается от таковых Г.Г.Мартинсона [1961], Ч.М.Колесникова [1961; 1964] и Ц.О. Очирова [1964]. Согласно этой схеме, осадки средней и верхней юры на территории Гусиноозерской впадины отсутствуют. В более поздней работе [Скобло и др., 2001] приведены многочисленные материалы, которые позволили расширить списки древней фауны и флоры и существенно откорректировать стратиграфическое распределение ископаемых организмов.

В Гусиноозерской впадине находится стратотип гусиноозерской серии – K_1gs . Он расположен в юго-западной части Гусино-Удинской депрессионной системы, которая состоит из двух котловин – Гусиноозерской и Загустай-Убукунской, разделенных Загустайским поперечным поднятием. Согласно [Скобло, 1967; Скобло и др., 2001] Гусиноозерский стратотип слагают следующие свиты (снизу-вверх) (рис. 2.16В):

1.Муртойская свита ($K_1 mg$) мощностью до 250 м (сводная мощность 380-450 м) прослеживается вдоль северо-западного борта Гусиноозерской впадины, у подножья Хамбинского хребта. В отложениях данной свиты найдены разнообразные ископаемые двустворки, гастроподы, разрозненные остатки хищных и растительноядных динозавров, черепах и крокодилов.

2.Убукунская свита ($K_1 ub$) мощностью от 140 до 300 м. Стратотип, расположенный в Загустай-Убукунской котловине, характеризует убукунский глубоководно-озерный тип разреза. Ископаемая фауна (остракоды) в этой свите исключительно лимнофильная.

3.Селенгинская свита ($K_1 sl$) является нижней частью собственно угленосной толщи гусиноозерской серии, имеющая наибольшее региональное распространение. В нижнеселенгинской подсвите выделяются три пачки слоев с остракодами. На юго-восточном

побережье Гусиного озера у сопки Байн-Зурхе находится известное местонахождение двустворок – ферганококхид в оврагах Ташир I и II. Верхнеселенгинская (прежде байн-зурхенская) подсвета распространена на юго-восточной периферии Гусиноозерской и менее в центральной части Загустай-Убукунской котловин. Стратотип обнажен системой оврагов у сопки Байн-Зурхе. В разных частях разреза встречается углистый песчанистый сланец («бумажный» битуминозный сланец) с рыбами *Lycoptera fragilis* Huss., два локальных пелециподовых и остракодовых горизонта. Для Гусиноозерско-Загустайского бурогоугольного района на уровне верхнеселенгинской подсветы установлен маркирующий остракодовый горизонт. Подсвета охарактеризована также разнообразными двустворчатыми и брюхоногими моллюсками.

4. Холбольджинская свита ($K_1 hl$) локализована в пределах одноименного участка юго-восточного побережья Гусиноозерской котловины. Угленасыщенность самая высокая в гусиноозерской серии – 16-17 пластов мощностью от 2-4 до 53 м. Общая мощность свиты 1000-1200 м. Здесь также имеются находки остракод и мелких двустворок.

Корреляция разрезов по отдельным участкам Гусиноозерской впадины с учетом всех геолого-структурных данных обеспечена руководящими комплексами фауны (особенно остракод и моллюсков). Все четыре свиты залегают согласно (несмотря на многочисленные внутриформационные размывы). Биостратиграфически это подтверждается преемственностью фаунистических комплексов и стабильностью растительной ассоциации на протяжении неокомской эпохи. Состав флоры отдельных свит и подвит свидетельствует о том, что формирование их происходило примерно в одних и тех же физико-географических условиях [Скобло, 1967].

Синтез литературных данных по флоре и фауне впадин Гусиноозерской впадины приведен в (табл. 2.2).

| | |
|---------------------------|--|
| Мартинсон, 1961 | <p>Букачачинская свита (J₂): <i>Ferganoconcha anodontoides</i> Tschern., <i>Ferganoconcha subcentralis</i> Tschern., <i>Ferganoconcha esteriaeformis</i> Tschern., <i>Ferganoconcha curta</i> Tschern., <i>Ferganoconcha sibirica</i> Tschern., <i>Bithynia</i> sp. – <i>Coniopteris obrutschewii</i> (Krass) Pryn., <i>Coniopteris saportana</i> (Heer) Krysh., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Pityophyllum Nordenskioldii</i> (Heer) nath.</p> <p>Североозерный горизонт (J₃, Улангангинская свита): <i>Unio grabau</i> comb. nov., <i>Unio elongates</i> sp. nov., <i>Lamproscapha lacustris</i> sp. nov., <i>Unio</i> sp.</p> <p>Хаяно-Таширский горизонт (K₁, Улангангинская свита): <i>Unio elongates</i> sp. nov., <i>Unio grabau</i> sp. nov., <i>Unio transbaicalensis</i> sp. nov., <i>unio obrutschewii</i> Martins., <i>Unio</i> sp., <i>Lamproscapha tugrigensis</i> sp. nov., <i>Lamproscapha lacustris</i> sp. nov., <i>Lamproscapha murtoica</i> sp. nov., <i>Lamproscapha</i> sp., <i>Cuneopsis</i> sp., <i>Bithynia leachioides</i> sp. nov., <i>Lioplax reissi</i> Ramm., <i>Limnocyrena sibirica</i> Ramm., <i>Limnocyrena shantungensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena</i> cf. <i>Wangshihensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena burjatica</i> Martins. – <i>Coniopteris</i> sp., <i>Coniopteris maakiana</i> (Heer) Pryn., <i>Onychiopsis tenuissima</i> Pryn., <i>Onychiopsis Mantellii</i> (Brongn.), <i>Onychiopsis elongata</i> (Geyl) Yok., <i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.), <i>Pityophyllum Nordenskioldii</i> (Heer) Nath., <i>Pityophyllum Lindstromi</i> Nath., <i>Arthrotaxopsis grandis</i> Font., <i>Coniopteris maakiana</i> (Heer) Pryn., <i>Ginkgoites Huttoni</i> (Sternb.) Sew., <i>Ginkgo sibirica</i> Heer, <i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer, <i>Czekanowskia setacea</i> Heer, <i>Scleropteris dahurica</i> Pryn., <i>Sphaenopteris transbaicalica</i> Pryn., <i>Equisetites muensteri</i> Sternb., <i>Phyllothea</i> sp. cf. <i>P. sibirica</i> Heer, <i>Sphenopteris</i> sp. ex. Gr., <i>Ruffordia Goeppertii</i> Dunk.</p> <p>Тургино-Витимская свита (K₁): <i>Lycoptera fragilis</i> Huss, <i>Bairdestheria medialis</i>, <i>Limnocyrena altiformis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena selenginensis</i> (Martins.), <i>Limnocyrena shantungensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena wangshihensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena burjatica</i> (Martins.), <i>Limnocyrena sibirica</i> (Ramm.), <i>Limnocyrena transbaicalica</i> (Martins.), <i>Probaicalia vitimensis</i> Martins., <i>Valvata turgensis</i> comb. nov., <i>Gyraulus</i> ex gr. <i>Laevis</i> Ald.</p> |
| Колесников, 1961; 1964 | <p>Таширская свита (J₂): <i>Ferganoconcha subcentralis</i> Tsch., <i>Ferganoconcha estheriaeformis</i> Tsch., <i>Ferganoconcha sibirica</i> Tsch., <i>Ferganoconcha anodontoides</i> Tsch., <i>Ferganoconcha curta</i> Tsch., <i>Ferganoconcha minor</i> Mart., <i>Ferganoconcha rotunda</i> Mart., <i>Bithynia</i> sp. – <i>Coniopteris burejensis</i> (Zal.) Sew., <i>Coniopteris obrutschewii</i> (Krass) Pryn., <i>Coniopteris saportana</i> (Heer) Krysh., <i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Br.) Sew., <i>Scleropteris tarbagataica</i> Pryn., <i>Sphenopteris transbaicalica</i> Pryn., <i>Phoenicopsis speciosa</i> Heer, <i>Ginkgo sibirica</i> Heer, <i>Pityophyllum nordenskoldii</i> (Heer), <i>Cladophlebis</i> sp.</p> <p>Гусиноозерский горизонт (Улангангинская свита J₃): <i>Lamproscapha lacustris</i> Mart., <i>Unio grabau</i> nov. comb. Mart., <i>Unio elongates</i> Mart., <i>Unio</i> cf. <i>subrostratus</i> Mart., <i>Arguniella sibirica</i> Ch. Kol., <i>Unio</i> sp.</p> |

| | |
|--|--|
| | <p>Байнзурхенский горизонт (Улангангинская свита J3-K1): <i>Allosaurus sibiricus</i> Riab. – <i>Lamproscapha tugrigensis</i> Mart., <i>Lamproscapha lacustris</i> Mart., <i>Lamproscapha mongolica</i> Mart., <i>Lamproscapha murtoica</i> Mart., <i>Unio transbaicaliensis</i> Mart., <i>Unio triangularis</i> Houg., <i>Unio grabaui</i> Mart., <i>Limnocyrena tani</i> (Grab.), <i>limnocyrena sibirica</i> (Ramm.), <i>Limnocyrena mongolica</i> Mart., <i>Limnocyrena rammelmeyeri</i> Mart., <i>Limnocyrena shantungensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena elongata</i> (Ramm.), <i>Limnocyrena</i> aff. <i>Pusilla</i> (Reis), <i>Viviparus robustus</i> Mart., <i>Viviparus</i> cf. <i>Andreae</i> Ramm., <i>Lioplax reissi</i> Ramm., <i>Bithynia leachioides</i> Mart., <i>Cuneopsis sculptureensis</i> Houg., <i>Cuneopsis hajanensis</i> Hough., <i>Cuneopsis lanceolatum</i> Houg. – <i>Coniopteris onychicides</i> Vass., <i>Onychiopsis elongata</i> Geyl.</p> <p>Витимская подсвита (Холбоджийская свита K1): <i>Lycoptera middenfofii</i> Mull. – <i>Limnocyrena pusilla</i> (Reis), <i>Limnocyrena sibirica</i> (Ramm.), <i>Limnocyrena shantungensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena burjatica</i> Mart., <i>Limnocyrena</i> aff. <i>Tani</i> (Grab.), <i>Limnocyrena selenginensis</i> Mart., <i>Limnocyrena wangshinensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena altiformis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena subplana</i> (Reis), <i>Limnocyrena pusilla</i> (Reis), <i>Limnocyrena compacta</i> Mart., <i>Probaicalia vitimensis</i> Mart., <i>Gyraulus</i> aff. <i>Laevis</i> (Ald.) Mart., <i>Viviparus fusistomus</i> Chi Ping., <i>Valvata turgensis</i> comb. nov. Mart., <i>Unio aragangensis</i> Ch. Kol., <i>Unio burjatica</i> Ch. Kol., <i>Unio continentalis</i> Ch. Kol., <i>Unio obrutschewii</i> Mart., <i>Unio</i> sp., <i>Margaritana glabra</i> Ch. Kol.</p> <p>Дабангорхонская подсвита (Холбоджийская свита K1): <i>Limnocyrena transbaicalica</i> Mart., <i>Limnocyrena kweichowensis</i> (Grab.), <i>Limnocyrena shumilini</i> (Ramm.), <i>Limnocyrena minorus</i> Mart., <i>Limnocyrena obtusale</i> Mart.</p> |
| Очиров, 1964 | <p>Нарингол-Муртойская свита (J2): <i>Allosaurus sibiricus</i> Riab., <i>Plicatounio nakotongensis</i> Kab.</p> <p>Гусиноозерская свита (J2 – K1): <i>Plicatounio murtoica</i> Mart. – <i>Ferganoconcha subcentralis</i> Tschern., <i>Ferganoconcha anadontoides</i> Tschern., <i>Ferganoconcha esterianformis</i> Tschern., <i>Ferganoconcha sibirica</i> Tschern., <i>Unio obrutschewii</i> Mart., <i>Unio</i> sp., <i>Unio grabaui</i> Mart., <i>Unio elongatum</i> n. sp., <i>Cyrena</i> (<i>Limnocyrena</i>) cf. <i>shantungensis</i> Grab., <i>Cyrena</i> (<i>Limnocyrena</i> sp.), <i>Cyrena</i> (<i>Limnocyrena</i>) <i>kweichowensis</i> Grab., <i>Cyrena</i> (<i>Limnocyrena</i>) <i>butjatica</i> Mart., <i>Prabaicala witimensis</i> Mart. – <i>Coniopteris</i> sp. cf.</p> <p>Моностойская свита (K1): <i>Lycoptera</i> sp., <i>Unio aragangensis</i> Colesn.</p> |
| Скобло, 1967; Скобло и др., 2001 | <p>Холболджинская свита (K1): <i>Cypridea sidorovi</i> Scob., <i>Darwinula stagnina</i> Scob., <i>Darwinula secunda</i> Scob., <i>Limnocyrena obtusale</i> Mart., <i>Limnocyrena tignesis</i> Mart., <i>Limnocyrena rotunda</i> Mart., <i>Limnocyrena tarbagataica</i> Mart.</p> <p>Селенгинская свита (K1): <i>Lycoptera gracilis</i> Huss. – <i>Ferganoconcha</i> sp., <i>Limnocypridea defensa</i> Scob., <i>Darwinula</i>, <i>Cypridea zagustaica</i> Scob., <i>Cypridea aragangensis</i> Scob., <i>Cypridea selenginensis</i> Scob., <i>Cypridea scutata</i> Scob., <i>Cypridea elata</i> Scob., <i>Margaritifera globra</i> Kol.</p> <p>Убукунская свита (K1): <i>Mongolianella subexsortis</i> Scob., <i>Mongolianella attrita</i> Scob., <i>Mongolianella substriata</i> Scob., <i>Limnocypridea grammi</i> Lib.</p> |

| | |
|--|---|
| | <p>Муртойская свита (K1): Theropods, Sauropods tortoises and crocodiles fragments – <i>Limnocyrena marginata</i> Kol., <i>Limnocyrena globosa</i> Kol., <i>Limnocyrena recta</i> Kol., <i>Lanceolaria longa</i> Kol., <i>Lamproscapha murtoica</i> Mart.</p> |
|--|---|

Таблица 2.2. Синтез литературных данных по флоре и фауне впадин Гусиноозерской впадины.

Как видно из приведенных данных, возраст терригенной толщи Гусиноозерской впадины на протяжении многих десятилетий оставался дискуссионным. До сих пор нет опубликованных данных абсолютного датирования позднемезозойских осадочных отложений впадины. При этом вопрос – существовал ли в юрское время седиментационный бассейн в Гусиноозерской впадине, или формирование мощной толщи осадков началось в раннемеловое время – является важным звеном в изучении морфоструктурной эволюции региона.

2.2.3.2. Возраст и эволюция источников сноса осадков по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов из отложений Гусиноозерской впадины

Для уточнения возраста и определения эволюции источников сноса были изучены разрезы и отобраны образцы из ключевых свит Гусиноозерской впадины, завершающей разрез позднемезозойских отложений Западного Забайкалья. Были опробованы нижняя сангинская свита, выше лежащая селенгинская и замыкающая разрез холбольджинская свиты (рис. 2.16 А,Б) (название свит даны согласно геологической карте [Геологическая..., 1962]).

Обнажение нижней подсвиты сангинской свиты (N51°09.745'; E N106°13.630') (рис. 2.17), представлено не сортированными конгломератами, состоящими из хорошо и средне окатанных галек размером от 0.5 до 20 см, и гравелитового цемента. Гальки и цемент состоят, в основном, из вулканитов среднего и кислого состава с включением базитового материала. Преобладание галечного материала над гравелитовым свидетельствует о том, что данные отложения представляют фацию аллювия горных рек, а полимиктовый состав осадков указывает на то, что дренажная система, формирующая данные отложения, охватывает

обширную территорию. Из гравелитового цемента был взят образец (Gus-17-1) на U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов (рис. 2.17Б).

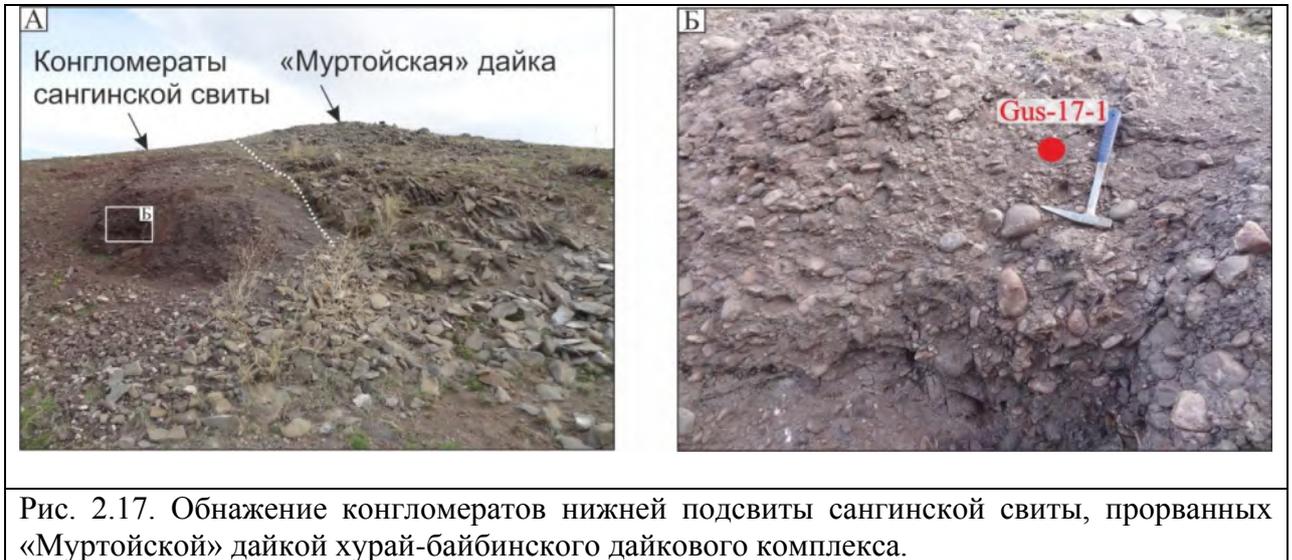


Рис. 2.17. Обнажение конгломератов нижней подсвиты сангинской свиты, прорванных «Муртойской» дайкой хурай-байбинского дайкового комплекса.

В пределах изучаемого обнажения конгломератовая пачка прорывается «Муртойской» дайкой хурай-байбинского дайкового комплекса [Геологическая..., 1962] (рис. 2.17А), видимая ширина дайки 9 м. Дайка имеет лампрофировый состав с включением гранитоидных ксенолитов [Хубанов и др., 2017] и сложное внутреннее строение, определяемое, как минимум, тремя фазами внедрения близких по составу, но различных по степени кристаллизации пород [Андрющенко и др., 2010]. Дайка была продатирована Rb-Sr и K-Ar методами, которые дали возраст 117 ± 6 млн лет и 122 млн лет, соответственно [Литвиновский и др., 1989]. Для уточнения возраста прорывающих вулканитов в пределах изучаемого обнажения и установления верхней границы возраста пачки осадочных отложений был отобран образец на датирование $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Полученный возраст плато для образца лампрофиров составил 130.04 ± 0.72 млн лет (рис. 2.18).

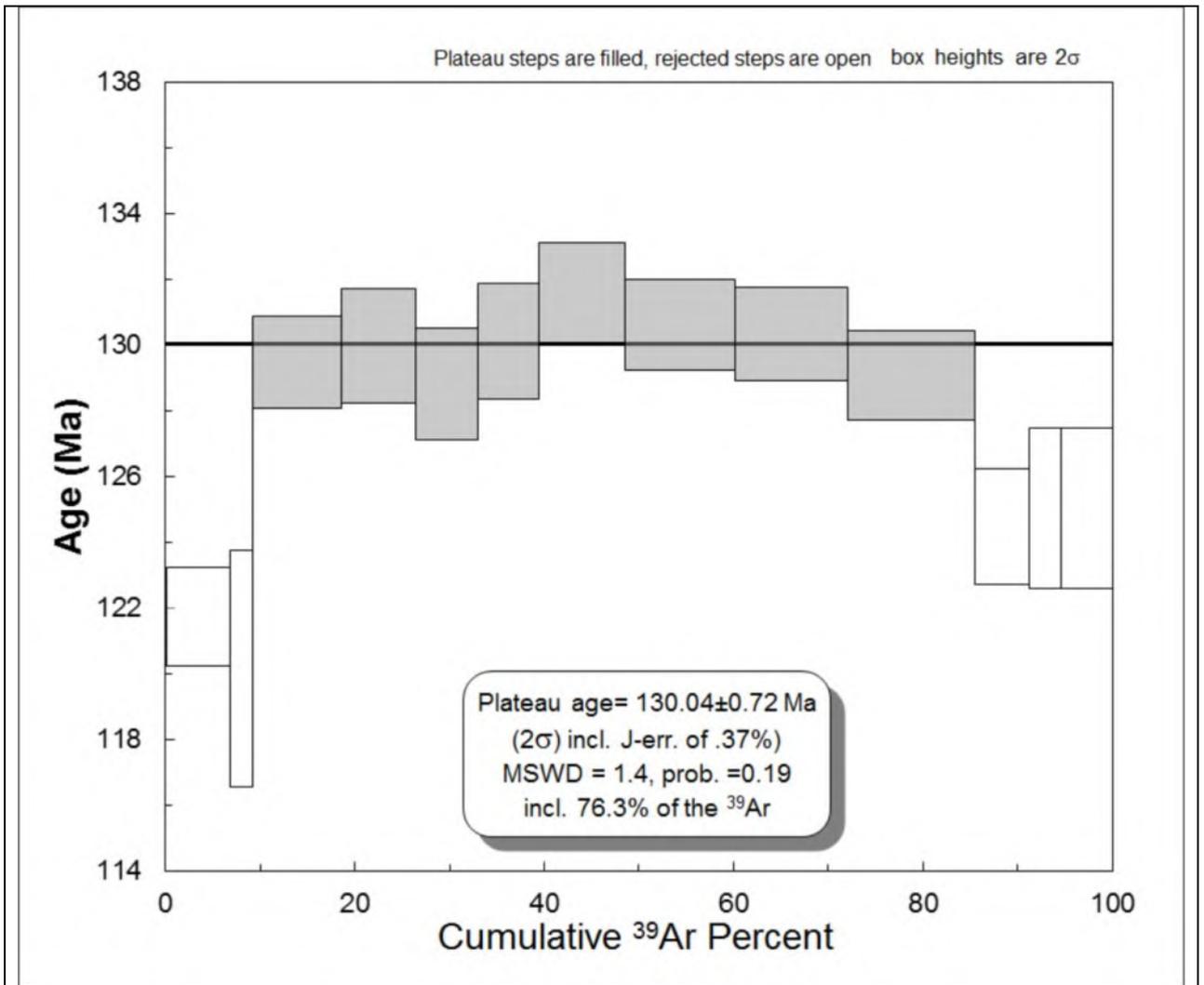


Рис. 2.18. Диаграмма ступенчатого нагрева и возраст плато для образца «Муртойской» дайки хурай-байбинского дайкового комплекса в Гусиноозерской впадине.

Селенгинская свита представлена 90-метровым разрезом в подрезке дороги (N51°16.491'; E N106°22.275') (рис. 2.19A). Отложения свиты залегают наклонно с падением слоев на запад. Нижняя (восточная) часть разреза представлена средне- и мелкозернистыми светло-серыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и редкими тонкими прослоями углей. В верхней части разреза угольные прослои становятся более мощными (до 1 м) и переслаиваются с алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. Согласно [Мартинсон, 1961], подобные отложения интерпретируются как накопленные в условиях активно погружающейся, влажной, густо покрытой растительностью аллювиальной равнины. Смена более крупнозернистых разновидностей осадков на мелкозернистые с увеличением доли углей свидетельствует о ретроградной тенденции перехода к озерной среде

осадконакопления. Наличие угля и, в основном, мелкозернистых отложений указывает на относительно низкий привнос осадков и, следовательно, достаточно выровненный рельеф в районе впадины. Образец на U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов (Gus-14-б) был отобран из среднезернистого песчаника на 61 метре разреза (рис. 2.19 А).

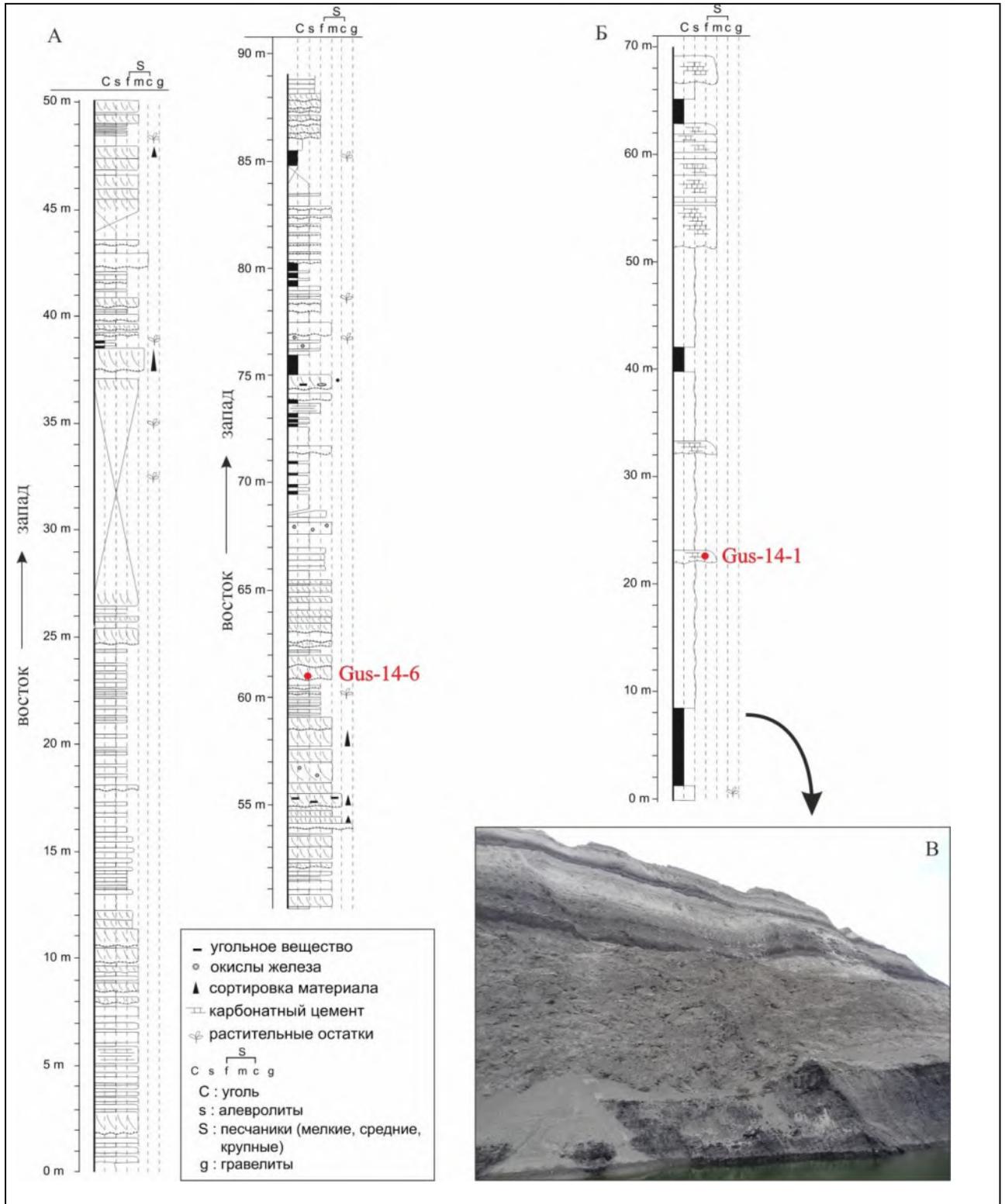
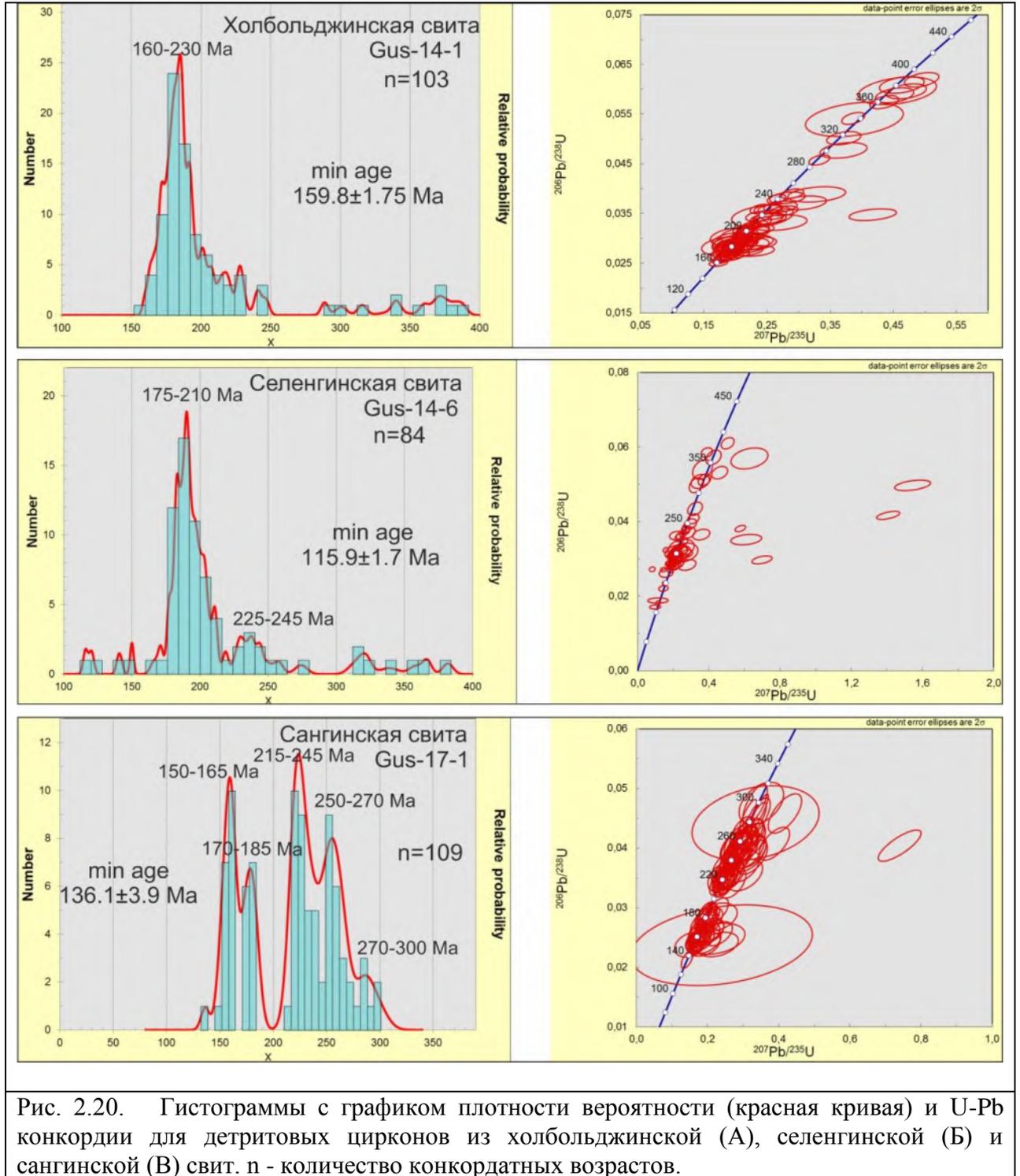


Рис. 2.19. Разрезы осадочных отложений селенгинской (А) и холбольджинской (Б) свит в местах отбора образцов для U-Pb датирования детритовых цирконов [Jolivet et al., 2017]. С - фотография разреза холбольджинской свиты.

Холбольджинская свита представлена 70-метровым разрезом в пределах Холбольджинского участка Гусиноозерского угольного месторождения на восточном берегу Гусино Озера ($N51^{\circ}09.284'$; $E 106^{\circ}25.795'$) (рис. 2.19 Б,В). Разрез представлен переслаивающимися серыми алевролитами с остатками растений, редкими прослоями мелко- и среднезернистого песчаника и угольными пластами мощностью до 3м. Верхние ~ 20 м разреза представлены, преимущественно, мелко- и среднезернистыми песчаниками с известковым и глинистым цементом, соответствующими фации аллювия равнинных рек. Мощная толща алевролитов с прослоями углей свидетельствует о преобладании озерно-болотных условий седиментации, которые периодически сменялись аллювиальными. Образец на U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов (Gus-14-1) был отобран в одном из прослоев мелко-среднезернистого песчаника (рис. 2.19Б).

U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритовых цирконов (110 штук на каждый образец) позволило определить источники сноса осадочного материала, а также нижнюю границу возраста отложений Гусиноозерской впадины. Для нижней подсвиты сангинской (базальной) свиты было получено 109 конкордатных определений и выделены следующие группы возрастов детритовых цирконов: 150-165, 170-185, 215-245, 250-270 и 280-300 млн лет, самый молодой циркон имеет возраст 136.1 ± 3.9 млн лет (рис. 2.20В, табл. П.10 в Приложениях). Для вышележащей селенгинской свиты получено 84 конкордатных возраста. Основная группа цирконов имеет возраст 175-210 млн лет, также присутствует небольшая группа с возрастом 225-245 млн лет и отдельные зерна старше и моложе этих возрастов. Самый молодой циркон, присутствующий в образце, имеет возраст 115.9 ± 1.7 млн лет (рис. 2.20Б, табл. П.11 в Приложениях). Для холбольджинской свиты, завершающей меловой осадочный разрез гусиноозерской впадины, получено 103 конкордатных определения возрастов. Цирконы распределились в одну группу 160-230 млн лет с главным пиком 184 млн лет. Самый молодой циркон в образце имеет возраст 159.8 ± 1.75 млн лет (рис. 2.20А, табл. П.12 в Приложениях).



Во всех образцах Гусиноозерской впадины присутствуют цирконы с возрастом 150-165 млн лет, при этом в образце сангинской свиты цирконы этого возраста образуют значительный пик. Этот возраст соответствует времени проявления «ичетуйского» бимодального вулканизма, зафиксированного в вулканогенно-осадочной ичетуйской серии в

пределах Тугнуйского, Хилокского и Мало-Хамардабанского грабенных Западного Забайкалья, а также в пределах Хамбинского горста, обрамляющего с северо-запада Гусиноозерскую впадину (см. рис. 2.16). Вулканиды этой серии датированы разными методами от 145 до 168 млн лет [Гордиенко и др., 1997; Иванов и др., 1995; Воронцов и др., 1999; Андрющенко и др., 2010; Аржанникова и др., 2018]. Конкретно для Хамбинского хребта получены две датировки с возрастом ~156 и ~159 млн лет [Андрющенко и др., 2010].

Цирконы с возрастом 190-210 млн лет представлены в селенгинской и холбоьджинской свитах и полностью отсутствуют в сангинской. Они соответствуют возрасту харитоновской ассоциации вулканических полей Западного Забайкалья (194-209 млн лет), включающей моностойское вулканическое поле, сложенное мощной (свыше 2000 м) бимодальной вулканической толщей с возрастом ~ 194 (193.8 ± 5.6) млн лет, выделенное в пределах Моностойского хребта, обрамляющего с юго-востока Гусиноозерскую впадину [Ярмолюк и др., 2000; Воронцов и др., 2007], (см. рис. 2.16).

Как видно из гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов сангинской свиты (рис. 2.20В), вклад местных источников сноса, представленных западным бортом впадины (Хамбинский хребет), в общем количестве осадков не значительный. Преобладающее количество материала переносилось из удаленных провинций. Возраста детритовых цирконов указывают на то, что источники сноса располагались к югу от Гусиноозерской впадины. Так, максимальное количество цирконов в образце сангинской свиты имеют пермо-триасовый возраст (215-270 млн лет) (рис. 2.20В), что соответствует возрасту гранитоидов Северо-Монгольского пояса, Хэнтэйского и Хангайского батолитов (см. рис. 2.2). Небольшое количество цирконов этих возрастов присутствуют также в образцах селенгинской и холбоьджинской свит (рис. 2.20А,Б), однако они имеют подчиненное значение по сравнению с местными «ичетуйскими» и «харитоновскими» возрастными. Небольшой процент материала из удаленных источников сноса вместе с мелкозернистым составом осадков указывают на сглаживание рельефа в регионе при спокойном тектоническом режиме. Медленное прогибание впадины во время накопления

селенгинской и холбольджинской свит полностью компенсировалось осадками, которые формировались, преимущественно, в озерно-болотных условиях с периодическим привнесом аллювиального материала, связанного с размывом бортовых частей впадины.

Группа цирконов с возрастом 170-185 млн лет образует значительный пик в образце сангинской свиты и имеет максимальное значение в селенгинской и холбольджинской свитах. Магматических пород такого возраста в Западном Забайкалье и Северной Монголии практически не зафиксировано. Единственная датировка сиенитов в этом диапазоне (178±3 млн лет) относится к Бургутуйскому массиву российской части Бутулийннурского комплекса метаморфических ядер [Мазукабзов и др., 2006] (местоположение см. на рис. 1Б). Положительный рельеф, созданный экспонированием Бутулийннурского метаморфического ядра, являлся дополнительным источником сноса для Гусиноозерской впадины. Причем если во время накопления сангинской свиты преобладал материал с более южных провинций, то во время накопления селенгинской и холбольджинской свит максимальный вклад вносила речная система, дренирующая Бургутуйский массив, и, судя по максимальному количеству цирконов этого возраста в образцах, напрямую поставляла материал во впадину. А мелкозернистость осадков верхних свит свидетельствует о сильном выравнивании рельефа к этому времени.

Значимое количество цирконов с возрастaми 270-300 млн лет присутствует в образце базальной сангинской свиты, однако они полностью отсутствуют в вышележащих отложениях. Такие возрастa соответствуют вулканитам Западно-Забайкальского вулканического пояса [Reichow et al., 2010; Donskaya et al., 2013 и ссылки в ней], в пределах которого находится Гусиноозерская впадина. Вероятно, во время накопления сангинской свиты вулканиты этого возрастa были обнажены и участвовали в размыве южных провинций. Отсутствие цирконов данных возрастa в вышележащих отложениях может быть объяснено перекрытием их осадками при размыве положительного рельефа Бутулийннурского метаморфического ядра.

Во всех свитах присутствуют единичные цирконы с возрастaми 290-330 млн лет, соответствующие возрастaу Ангаро-Витимского батолита, расположенного к северу от изучаемой впадины, которые, как и в случае с осадками Тугнуйской впадины, мы интерпретируем, как переотложенные после предыдущих этапов седиментации. В селенгинской и холбоьджинской свитах есть также единичные зерна с возрастaми от 330 до 400 млн лет, в образце сангинской свиты цирконы такого возрастa отсутствуют. На прилегающих территориях вулканиты с такими возрастaми не известны, поэтому вопрос об области сноса данных цирконов остается открытым.

Самая молодая генерация цирконов в этой группе образцов обнаружена в селенгинской свите. Это единичные зерна с возрастaми от ~ 116 до 145 млн лет (рис. 2.20Б). Эти возрастa соответствуют времени проявления одиночных палеовулканов трахибазальтового и трахиандезитового состава в Хамбинском хребте (124-127 млн лет) [Андрющенко и др., 2010], времени формирования крупных центральных вулканов щелочных риолитов (~ 140 млн лет), в том числе в пределах Моностойского хребта [Ярмолюк и др., 2000], а так же двум этапам магматической активности (135-143 млн лет и 111-131), выделенным для впадин Западного Забайкалья [Воронцов и др., 2016]. В последней работе указано, что после 135 млн лет резко уменьшается объем вулканических пород и их состав изменяется от бимодальных ассоциаций к базальтоидным. Преобладание пород основного состава среди раннемеловых вулканитов (до 90%) объясняет малое количество цирконов этого возрастa в образцах.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить время начала формирования Гусиноозерской впадины, которое по разным данным считалось от среднеюрского до раннемелового [Геологическая карта..., 1962; Мартинсон, 1961; Колесников, 1964; Очиров, 1964; Скобло и др., 2001 и др.]. Полученные данные анализов детритовых цирконов нижней подсвиты базальной сангинской свиты указывают на то, что впадина начала формироваться не ранее ~136 млн лет назад (по возрастaу самого молодого циркона в образце). Поскольку $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование хурай-байбинского дайкового

комплекса, прорывающего отложения нижней подсвиты сангинской свиты, показало верхнюю границу возраста базальной свиты в 130.04 ± 0.72 Ма, время начала образования Гусиноозерской впадины заключено в промежуток между 130 и 136 млн лет.

2.2.3.3. Тектонический контроль формирования Гусиноозерской впадины

Значимый пик цирконов в образце сангинской свиты с возрастом 150-165 млн лет (см. рис. 2.20В), соответствующий возрасту вулканитов Хамбинского хребта, и отсутствие цирконов с возрастными, соответствующими вулканитам Моностойского хребта, свидетельствуют о том, что роль бортового разлома на начальном этапе образования впадины играл Хамбинский разлом, а впадина развивалась как полуграбен.

В вышележащих свитах, представленных мелкозернистым материалом, пик с возрастом 150-165 млн лет отсутствует, и наблюдаются лишь единичные зерна этого возраста. Однако в них появляется генерация цирконов с возрастом 190-210 млн лет, соответствующая возрасту моностойского вулканического поля (датировка ~ 194 млн лет [Ярмолюк и др., 2000]), выделенного в пределах Моностойского хребта, обрамляющего с юго-востока Гусиноозерскую впадину (см. рис. 2.16А). Отсутствие «моностойских» цирконов в базальной сангинской свите и их присутствие в селенгинской и холбольджинской свидетельствует об активизации Моностойского разлома и начале опускания юго-восточного борта впадины с размывом Моностойского хребта на границе накопления сангинской и селенгинской свит. Об этом же свидетельствует «моностойская» грубообломочная толща в прибортовой части впадины у подножья одноименного хребта, частично замещающая угленосные отложения селенгинской и холбольджинской свит [Скобло и др., 2001]. Поскольку возраст селенгинской свиты, согласно самому молодому циркону в образце, моложе ~116 млн лет, можно утверждать, что Моностойский разлом начал контролировать опускание впадины не ранее этого времени. Поскольку мощность осадков во впадине не постоянна (наблюдается тенденция увеличения мощности от северо-

западного борта к юго-восточному [Булнаев, 2006]), это свидетельствует о том, что роль Моностойского разлома на втором этапе развития впадины была определяющей.

Хамбинский и Моностойский разломы расположены косо к простираению Бутулийннурского комплекса метаморфических ядер, и их активизация напрямую не связана с тектоническим экспонированием последнего. Однако совпадение по времени начала образования Гусиноозерской впадины и эксгумации ядра свидетельствует о структурном взаимодействии этих объектов в едином процессе корового растяжения. Хамбинский разлом является частью Джидино-Витимского структурного шва, представляющего собой границу раздела байкальской и каледонской складчатых областей [Мезозойская..., 1975]. Мезозойское обновление Джидино-Витимского структурного шва фиксируется на всем его протяжении – он контролирует с северо-запада Джидино-Витимскую депрессионную зону, представленную цепочкой мезозойских впадин, к которым относится и Гусиноозерская впадина, чередующихся с выступами кристаллического фундамента. Таким образом, в процессе растяжения наряду с тектонической эксгумацией комплексов метаморфических ядер происходила активизация крупных унаследованных структурных швов северо-восточного простираения, вдоль которых формировались депрессионные структуры. Об этом же свидетельствуют данные трекового датирования образцов с Приморского хребта и Приольхонского блока, показывающие быструю эксгумацию 120-140 млн лет вдоль зоны Приморского структурного шва [Van der Beek et al., 1996].

Базальная сангинская свита сложена преимущественно конгломератами, что свидетельствует об активном опускании впадины на начальном этапе и формировании мощного шлейфа конусов выноса дренажной системы Хамбинского хребта. В осадконакоплении того времени также активное участие принимали удаленные источники, расположенные к югу от впадины – реки выносили материал с районов Хангая и Хэнтея. Поскольку селенгинская и холбольджинская свиты представлены мелкозернистым материалом (переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углей), можно утверждать, что начиная с середины апта (~ 116 млн лет – нижняя граница возраста

селенгинской свиты) территория Западного Забайкалья развивалась в более спокойном тектоническом режиме, который характеризовался медленным опусканием впадин и продолжающейся денудацией еще не полностью выравненных хребтов. Резкое уменьшение количества цирконов, принесенных из южных провинций (в том числе, Бутулийнурского комплекса), в образцах селенгинской и холбольджинской свит по сравнению с сангинской свитой также свидетельствует о значительном выравнивании рельефа к середине апта. В это время основную контролирующую роль в опускании впадины играл Моностойский разлом, и в осадконакоплении селенгинской и холбольджинской свит приняли участие продукты размыва Моностойского хребта. Отложение пачки «моностойских» конгломератов, замещающих тонкозернистые осадки селенгинской и холбольджинской свит вблизи Моностойского хребта, происходило в проксимальных частях конусов выноса водотоков, дренировавших хребет. В центральной части впадины преобладали осадки дистальной фации аллювиальной равнины, накапливавшиеся в речных и озерно-болотных условиях седиментации.

2.3. Основные выводы

На основании проведенных исследований и анализа опубликованных данных [Файнштейн, 1971; Donskaya et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Михеева, 2017; Аржанникова и др., 2018; Михеева и др., 2017; 2020; Arzhannikova et al., 2020a; Arzhannikova et al., 2021 (in press)] можно выделить несколько основных этапов позднемезозойской морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья (рис. 2.21).

1. Раннеюрский этап (плинсбах) - время формирования Иркутского прогиба, где источником сноса выступала относительно поднятая Саянская область. Мелкозернистый характер осадков свидетельствует о слабой расчлененности рельефа. Максимальное угленакпление приходится на ~187 млн лет. В Забайкалье относительно поднятой областью был район Ангаро-Витимского батолита, откуда сносились осадки как на север через палео-

Лену к Верхоянской окраине, так и на юг к Монголо-Охотской континентальной окраине (рис. 2.21А).

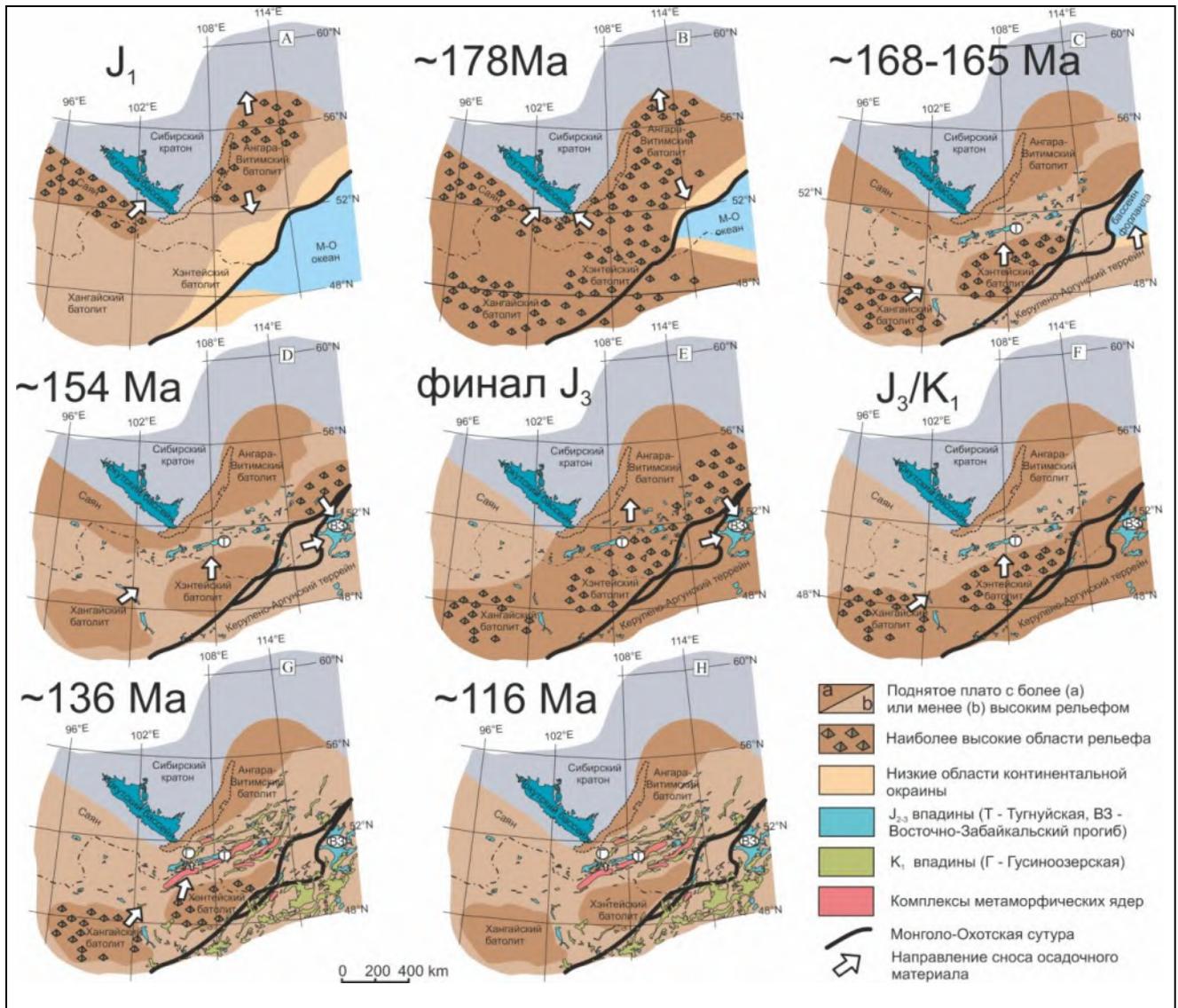


Рис. 2.21. Этапы позднемезозойской морфоструктурной эволюции Прибайкалья и Забайкалья: А - формирование Иркутского прогиба; В - закрытие Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионное поднятие этой территории; С - начало растяжения в Западном Забайкалье, ~165 млн лет - начало коллизии в Восточном Забайкалье; D - ослабление растяжения в Западном Забайкалье, смена морских осадков континентальными в Восточном Забайкалье; E - эпизод субширотного сжатия и эрозии в Западном Забайкалье; F - возобновление растяжения в Западном Забайкалье; G - начало формирования меловых впадин Забайкалья, начало формирования комплексов метаморфических ядер; H - ослабление растяжения и выравнивание рельефа.

2. Конец ранней юры (~178 млн лет) - время закрытия Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионного сжатия и поднятия этой территории. Эти процессы

отразились на погрубении осадков Иркутского бассейна с добавлением нового забайкальского источника сноса осадочного материала (рис. 2.21В).

3. Этап растяжения в Западном Забайкалье, начавшийся не позднее ~168 млн лет, маркируется раскрытием первых постколлизийных грабенных Забайкалья и формированием ичетуйской/березовской свит в пределах Тугнуйской впадины. Перенос осадочного материала с юга и юго-запада с районов Хэнтэйского и Хангайского батолитов свидетельствует о существовании положительного рельефа вдоль зоны Монголо-Охотской сuture. ~165 млн лет - время закрытия Монголо-Охотского океана и начала коллизии в Восточном Забайкалье, формирование Восточно-Забайкальского бассейна фланда на фундаменте Керулено-Аргунского террейна (рис. 2.21С).

4. ~154 млн лет - начинается тектонически спокойный период в Западном Забайкалье, который характеризуется медленным растяжением и накоплением тонкозернистых осадков тугнуйской свиты. Снос продолжается с южных провинций, но расчлененность рельефа достаточно слабая. В Восточном Забайкалье морское осадконакопление сменяется континентальным, добавляются источники сноса с севера и запада (рис. 2.21D).

5. Конец поздней юры - эрозионный эпизод в Западном Забайкалье, когда осадки тугнуйской свиты подверглись складчатым деформациям и размыву. Эпизод связан с распространением к западу деформаций сжатия от удаленной коллизии в Восточном Забайкалье (рис. 2.21E).

6. Граница юры и мела - возобновление растяжения в Западном Забайкалье, погрубение материала в завершающей юрский разрез галгатайской свите. Возобновляется перенос осадочного материала с южных провинций (рис. 2.21F).

7. ~136 млн лет - начало формирования меловых впадин Забайкалья, начало формирования комплексов метаморфических ядер. В Гусиноозерской впадине в это время происходит накопление грубозернистой сангинской свиты с большим вкладом источников сноса из южных провинций (рис. 2.21G).

8. ~116 млн лет – период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин с озерно-болотными условиями седиментации и преобладанием местных источников сноса. Относительно поднятыми участками рельефа остаются районы гранитных батолитов и эксгумированные комплексы метаморфических ядер (рис. 2.21Н).

Кроме того, результаты датирования детритовых цирконов из морских и континентальных отложений северной части Керулено-Аргунского террейна, вместе с анализом опубликованных данных по другим сегментам Монголо-Охотского пояса, позволили сделать вывод о клавишном закрытии Монголо-Охотского океана, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту ~165 млн лет назад (рис. 2.7).

Глава 3. ЭТАП СТАБИЛИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ВЫРАВНИВАНИЯ РЕЛЬЕФА

3.1. Обзор опубликованных данных

Во второй половине 20-го столетия были проведены широкомасштабные работы по изучению древних поверхностей выравнивания, механизмов формирования денудационного рельефа и установления его относительного возраста по коррелятным отложениям и методом литолого-формационного анализа осадочных толщ [Лопатин, Тимофеев, 1971; Миляева, 1971; Флоренсов, 1973; Домбровская, 1973; Герасимов, Сидоренко, 1974; Тимофеев, 1976; 1979; Ивановский, 2011; и др.]. В Прибайкалье и Забайкалье широко развита гумидная кора выветривания, которая развивалась как по кристаллическим породам, так и по мезозойским осадкам. Так, на Ангаро-Ленском междуречье (северо-восточная часть Иркутского бассейна) на юрских песчаниках, алевролитах, аргиллитах и каменных углях развита мощная каолининовая кора выветривания. Также каолининовая кора наблюдается в Забайкалье, в том числе на осадочных породах Гусиноозерской серии Западного Забайкалья и на меловых осадках Восточного Забайкалья. По соотношению возрастов подверженных

корообразованию пород и перекрывающих их осадков (в большинстве случаев неогеновых, местами - олигоценых), возраст коры выветривания определяется как раннепалеогеновый [Домбровская, 1973]. Также в некоторых районах развита миоцен-раннеплиоценовая монтмориллонитовая и каолинитовая кора выветривания, например, по миоценовым базальтам в Тункинской впадине, хребте Хамар-Дабан и на Витимском плоскогорье [Антощенко-Оленев, 1975]. Остатки позднемел–палеогеновой латерит-каолиновой коры выветривания описываются в Западном и Восточном Саянах [Mats, 1993; Kashik & Masilov, 1994; Логачев и др. 2002] и в Забайкалье [Mats, 1993], вместе с невысоким рельефом, поверхность которого подвержена очень ограниченной, в основном химической эрозии в условиях влажного и теплого климата.

Образование коры выветривания связывают с пенеппенизацией региона. Реликты поверхности выравнивания были выделены на Сибирской платформе [Тимофеев, 1979 и др.], а также в ее южном обрамлении, где первоначально сглаженный рельеф был переработан в кайнозойские горообразовательными процессами и формированием впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы [Ламакин, 1960; Флоренсов, 1964 и др.]. Большинство исследователей выделяется два основных периода выравнивания для Прибайкалья и Забайкалья - поздний мел – палеогеновый и олигоцен-миоценовый. При этом возраст исходной поверхности выравнивания, наиболее развитой в Прибайкалье, считается поздний мел – палеогеновым, а основной денудационный рельеф Забайкалья – олигоцен-миоценовым [Герасимов, Сидоренко, 1974; Тимофеев, 1979] (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Схема районирования поверхностей выравнивания Прибайкалья и Забайкалья (по данным [Карта поверхностей выравнивания..., 1971]): 1 - поздне меловая - палеогеновая поверхность, созданная процессами преобладающего денудационного выравнивания, 2 - поздне меловая - палеогеновая поверхность, созданная процессами неполного денудационного выравнивания в периоды завершения мезозойской складчатости и глубокого расчленения в связи с новейшими поднятиями, 3 - преимущественно неогеновые поверхности, созданные процессами неполного денудационного выравнивания в эпоху альпийской складчатости и глубокого расчленения в связи с новейшими поднятиями.

Выравненный рельеф, остатки которого наблюдаются в Прибайкалье и Забайкалье, является частью обширной области пенепленизации Центральной Азии. Абсолютное датирование долгоживущих поверхностей выравнивания до сих пор является проблемой [Bishop 2007]. Осадочные отложения или вулканические образования на эрозионной поверхности обеспечивают минимальный возраст пенеплена. При этом остается вопрос, сколько времени потребовалось на его формирование, а также было ли оно непрерывным или же прерывалось эпизодами тектонической активизации. Низкотемпературная термохронология позволяет проследить эволюцию скорости эксгумации (поднятия и эрозии) во времени. Длительный период медленной эксгумации свидетельствует об отсутствии тектонических движений и, следовательно, об отсутствии горообразования. Событие разогрева свидетельствует о погребении под мощной толщей осадков при тектоническом опускании. Длительная изотермическая стадия, наблюдаемая на нескольких образцах,

распределенных на большой площади, может быть интерпретирована как отсутствие крупных эксгумаций (поднятий) / погребений (опусканий), свидетельствуя о невысоком, в целом, рельефе. Данные, полученные с помощью низкотемпературного термохронологического анализа, указывают на возраст формирования крупномасштабного рельефа и, следовательно, на максимальный возраст денудационной поверхности.

Термохронологические исследования последних лет [Jolivet et al., 2001; 2007; 2011; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2008; 2011(a, б); Sobel et al., 2006; Glorie et al., 2012 и др.] позволили выйти на новый уровень в изучении эволюции рельефа и определить методами абсолютной геохронологии юрский возраст для масштабной области пенеппенизации Центральной Азии. Реликты поверхности выравнивания сохранились на обширной территории от северного Тибета до южной Сибири. Эта поверхность была нарушена в эпоху неотектонической активизации, связанной с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии, и отдельные ее участки представляют собой вершинные плато, поднятые на 4000 м (например, хребет Их Богд в Гобийском Алтае и Баатар в Монгольском Алтае) (рис. 3.2 Б,В). Сохранность этой поверхности в течение почти 150 млн лет в Центральной Азии была обусловлена необычным сочетанием длительного периода тектонического спокойствия и относительно сухого климата в течение мезозоя и кайнозоя [Jolivet et al., 2007]. Начало формирования пенеппена в районе Тянь-Шаня, Гобийского и Монгольского Алтая приходится на раннюю юру [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011 (a, б); Glorie et al., 2011]. Продатированный пенеппен на плато Чулышман (Алтай) показал позднемеловой возраст поверхности [De Grave et al., 2008] (рис. 3.2). По данным трекового анализа для этого плато реконструирована трехстадийная история эксгумации, обусловленная периодом позднеюрско-раннемеловой тектонической активизации района, поздний мел – раннеогеновым периодом стабилизации и активизацией горообразовательных процессов в позднем кайнозое. Термохронологическое изучение юго-западной части Байкало-Патомского нагорья показало, что в средней юре – раннем мелу оно испытало тектоническую активизацию, связанную с коллапсом Монголо-

Охотского орогена, а затем длительный период медленного остывания, связанный с эрозией, на протяжении последних 100-120 млн лет [Jolivet et al., 2009]. Таким образом, редкие термохронологические данные показывают, что юрский возраст пенеплена Центральной Азии, похоже, не распространяется на горы Южной Сибири, расположенные на границе с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой, где последняя сохранившаяся поверхность начала формироваться в позднем мелу. Для подтверждения этого вывода необходимо было провести датирование других реликтов поверхности выравнивания, расположенных вдоль этой границы.

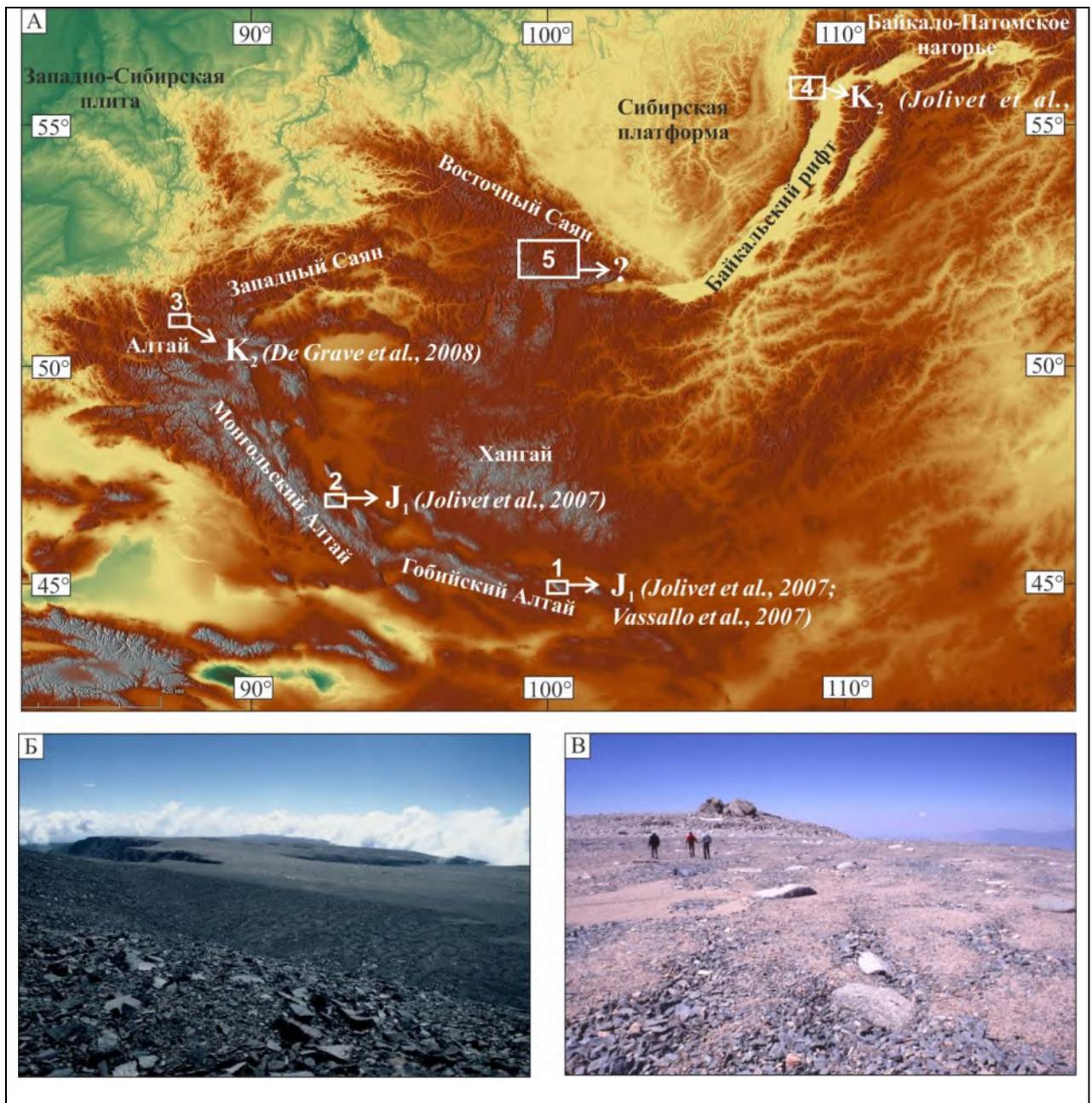


Рис. 3.2. А - Возраст поверхностей выравнивания, продатированных в Гобийском Алтае (хребет Их-Богд) (1), Монгольском Алтае (хребет Баатар) (2), на плато Чулышман (Алтай) (3) и на Байкало-Патомском нагорье (4). Цифрой 5 обозначено Окинское плоскогорье в Восточном Саяне. Б, В - фото поверхностей выравнивания, сохранившихся на вершинах хребтов Их-Богд (Б) и Баатар (В).

Наиболее крупным реликтом поверхности выравнивания южного обрамления Сибирской платформы является Окинское плоскогорье (см. местоположение на рис. 3.2), расположенное на высоте 2000-2500 м в Восточном Саяне и занимающее промежуточное положение между вершинной и базисной поверхностью хребта. Называя Окинское плоскогорье реликтом древнего пенеплена, мы вкладываем в это понятие его первоначальный смысл («денудационная волнистая почти-равнина, возникшая на месте расчлененной территории» [Тимофеев, 1979]), не претендуя на установление механизмов выравнивания рельефа в данном районе. В задачи работы входило определение возраста поверхности выравнивания в районе Окинского плоскогорья с целью уточнения, принадлежит ли она к единой юрской области пенепленизации Центральной Азии или является остатком позднемеловой поверхности выравнивания, формировавшейся в районе южной границы Сибирской платформы после распада орогена. В основе работы лежит трековый анализ апатитов (Apatite fission track analysis), позволяющий определить время формирования поверхности выравнивания и оценить скорость ее денудации.

3.2. Возраст поверхности выравнивания Окинского плоскогорья и скорость ее денудации

3.2.1 Морфология Окинского плоскогорья

Денудационный рельеф, представленный на Окинском плоскогорье, занимает площадь более 400 км² (рис. 3.3). Здесь поверхность выравнивания представляет собой пологоволнистую равнину, неглубоко расчлененную долинами рек и частично перекрытую базальтовыми лавами. Основными особенностями рельефа Окинского плоскогорья, по данным [Уфимцев и др., 2007], является наличие разновысотных ступеней и различие

морфологических ландшафтов в западной и восточной его частях. По своим морфологическим особенностям западная часть плато является сглаженной, лишь кое-где над поверхностью поднимаются холмы высотой от 100 до 300 м. Средняя абсолютная высота этой части плато не превышает 2500 м. Восточная часть плато более высокая, имеет наклон к востоку, а её максимальная высота составляет около 2900 м. Изрезанность поверхности здесь сильнее, чем в западной части, и рисунок речной сети более отчётливо выражен. Литологические разновидности пород на поверхности плато представлены неопротерозойскими и раннепалеозойскими гранитами, гнейсами и мраморами [Кузьмичев, 2004]. Основная часть поверхности плато свободна от отложений за исключением маломощного (<1 м) почвенного и гравийного слоя четвертичного возраста. Вершина Окинского плато частично покрыта лавовыми потоками [Арсентьев, 1975; Киселёв и др., 1979; Рассказов и др., 2000] (рис. 3.4), некоторые из них обтекают вершины невысоких холмов, сохранившихся на поверхности. Главный эпизод кайнозойской вулканической активности в Окинском районе (так же как в районе Восточного Саяна и Байкальского рифта в целом) начался в миоцене. Он происходил в несколько этапов (22 – 15 млн лет, 14 – 6 млн лет и 5 – 2.5 млн лет), разделённых периодами низкой активности [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000; 2002; Ivanov and Demonterova, 2009; Ivanov et al., 2011; 2015]. Миоценовые лавы местами бронируют эрозионную поверхность Окинского плоскогорья. В Окинском районе также присутствуют голоценовые лавы [Ivanov et al., 2011; Arzhannikov et al., 2016; Аржанников и др., 2017].

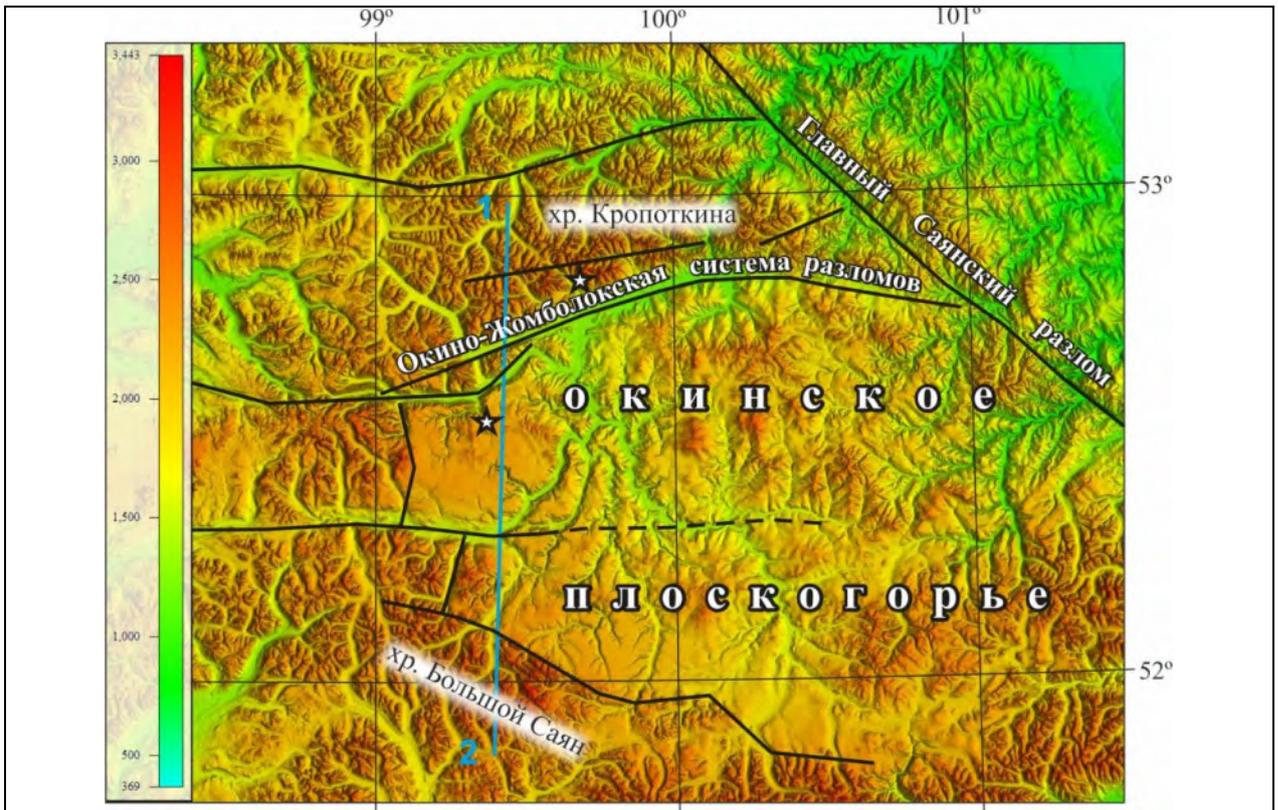


Рис. 3.3. Цифровая модель рельефа Окинского плоскогорья и окружающих хребтов. Черными линиями показаны основные разломы, звездочками отмечены места отбора проб на Окинском плоскогорье и на южном склоне хр. Кропоткина.

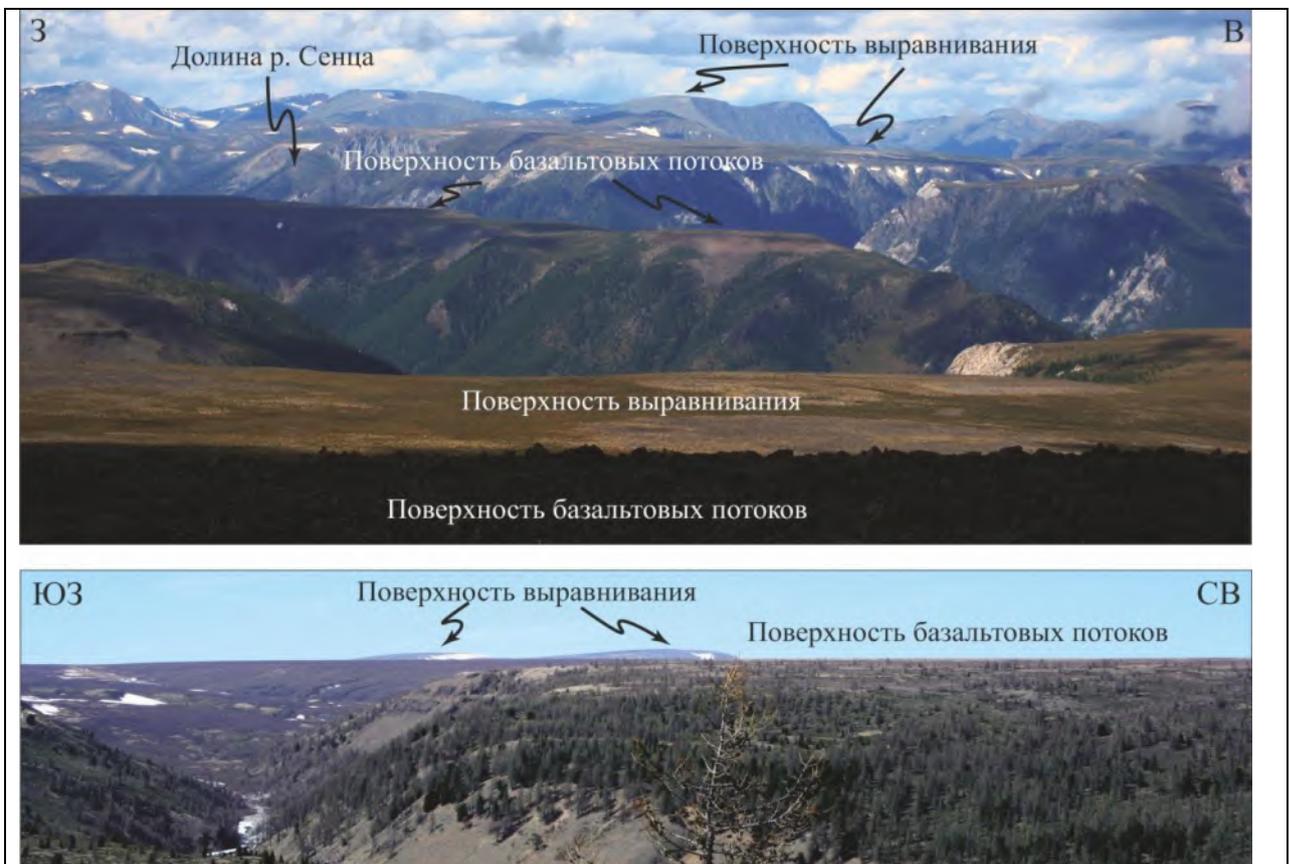


Рис. 3.4. Фотографии вершинной поверхности Окинского плоскогорья [Jolivet et al., 2017].

3.2.2. Миоценовая палеотопография Окинского плоскогорья

Глубокие пост-среднемиоценовые врезы внутри Окинского плато и вокруг него дают возможность реконструировать топографию поверхности под миоценовыми лавовыми потоками, которые бронируют плато. Непосредственные полевые наблюдения были проведены с привлечением данных SRTM, данных геологических карт, аэрофото и космоснимков, и опубликованы в работе [Jolivet et al., 2013a].

Первые базальтовые потоки, излившиеся в период между 20 и 9 млн лет, расположены на западе, севере и востоке Окинского плато (рис. 3.5) и являются самыми высокими с точки зрения топографии [Рассказов и др., 2000]. Эти потоки толщиной в сотни метров покрыли большие поверхности ранее существовавшего рельефа и предохранили их от эрозии, что позволило с относительной точностью реконструировать общую картину раннемиоценового рельефа (рис. 3.6).

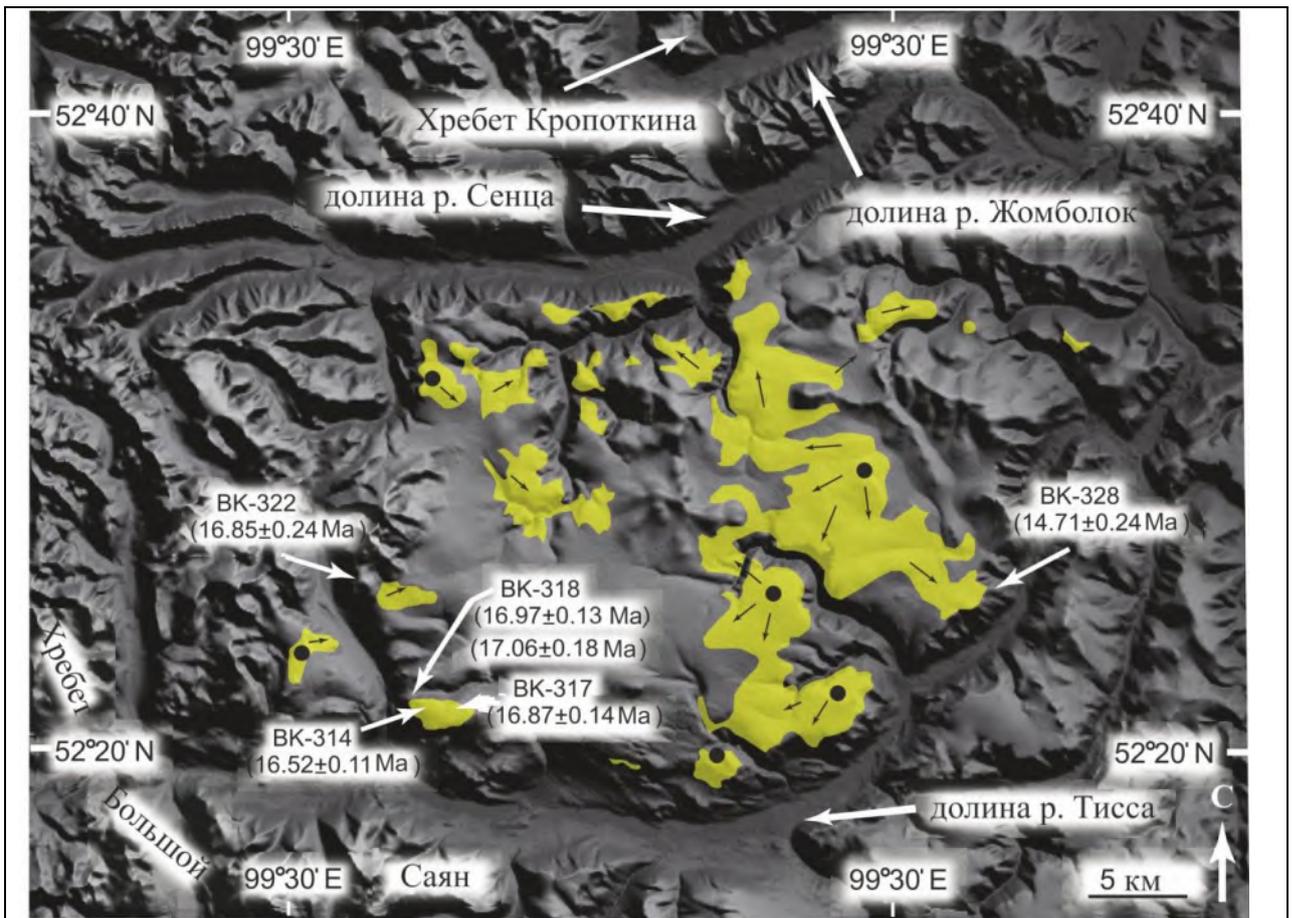


Рис. 3.5. Расположение неогеновых лавовых потоков (обозначены желтым цветом) на поверхности Окинского плато между долинами рек Сенцы и Тиссы. Возраста лав взяты из публикации [Рассказов и др., 2000].

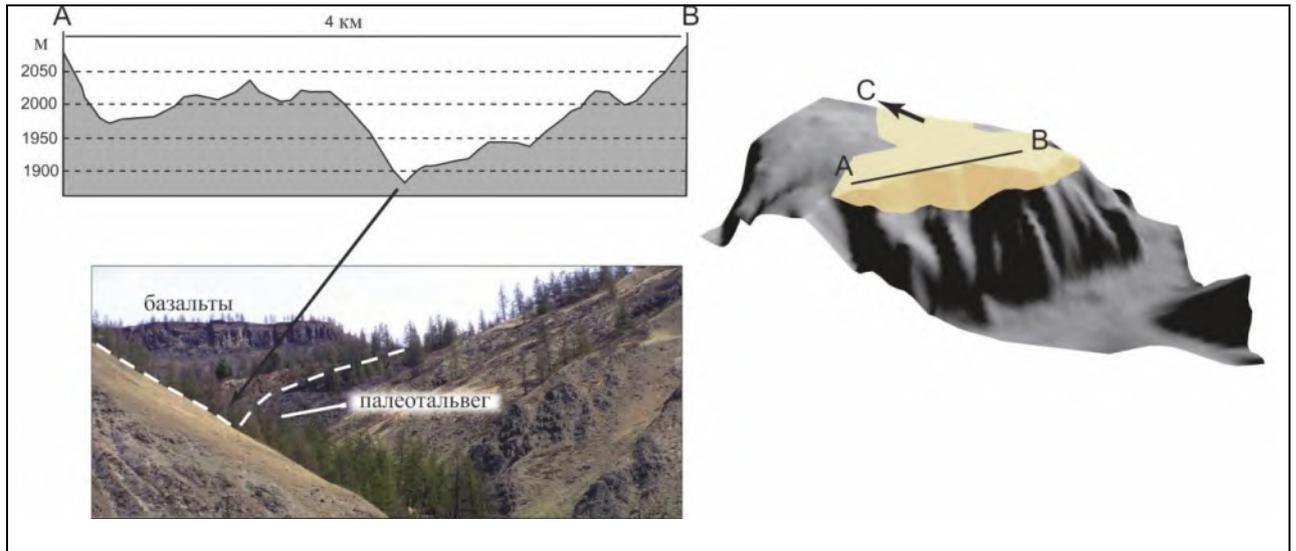
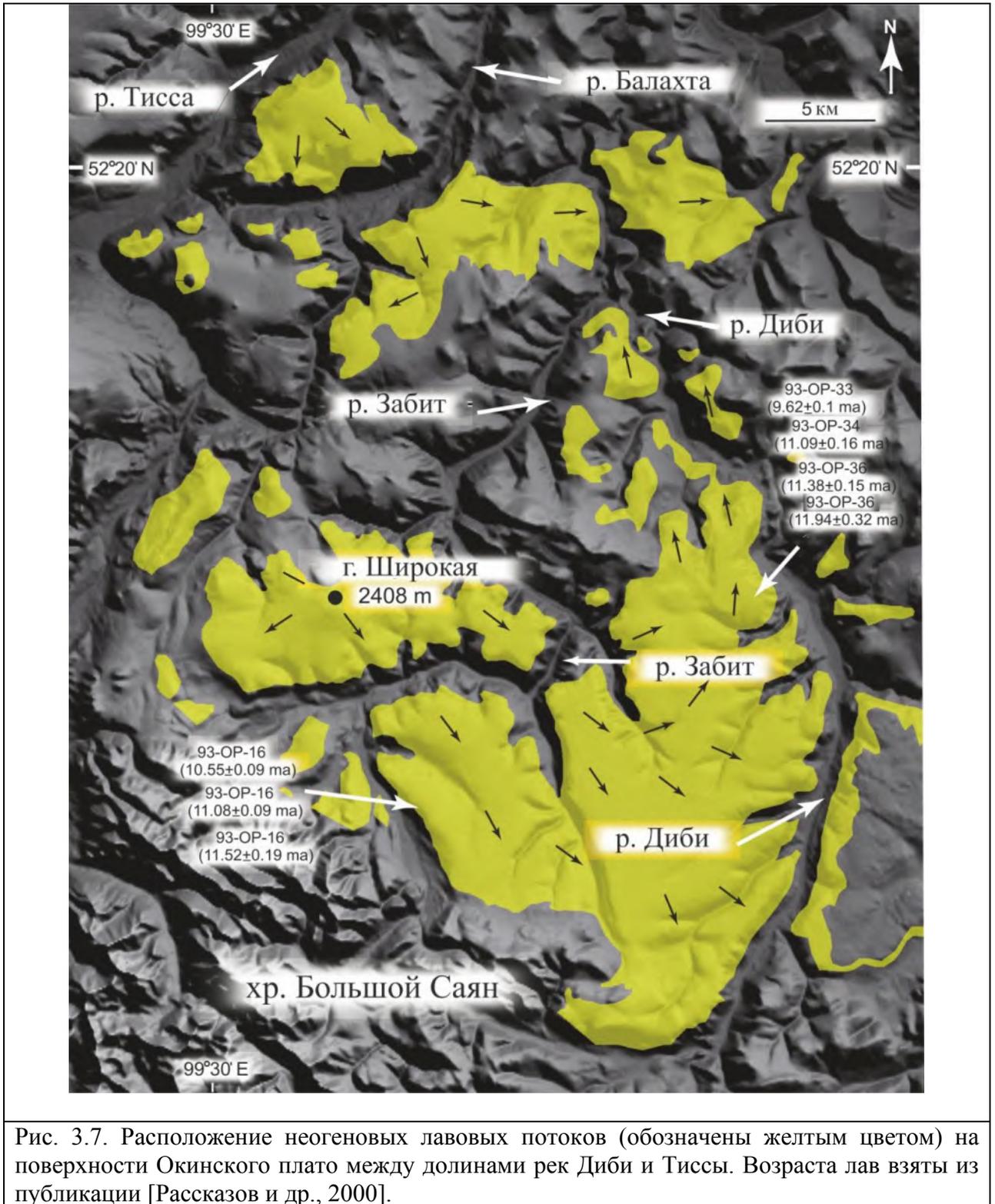


Рис. 3.6. Пример естественного разреза базальтового потока, заполняющего палеодолину на поверхности Окинского плато (поток показан бежевым цветом на цифровой модели рельефа). Топографический профиль нарисован по подошве базальтового потока и соответствует до-лавовому (миоценовому) рельефу.

В рамках этой возрастной группы особое внимание было уделено базальтовым плато, расположенным между долинами Сенцы и Тиссы (плато СТ) (рис. 3.5), а также между долинами Дибя и Тиссы (плато ДТ) (рис. 3.7), датированным с помощью К-Аг и ^{40}Ar - ^{39}Ar методов в интервале между 17 и 9 млн лет [Расказов и др., 2000].



Плато СТ ограничено с севера хребтом Кропоткина, а с юга и запада – хребтом Большой Саян. Средняя высота плато составляет 2250 м, при этом несколько отдельных вершин достигают высоты 2500 м. Базальтовые потоки разделены серией низкорельефных хребтов северо-западного простирания. С помощью рельефа поверхности этих потоков мы определили 5 центров излияний, а также направление течения связанных с ними лав (рис.

3.5). Эти лавы расположены внутри 150-200-метровых палеодолин (рис. 3.6), ранее врезавшихся в относительно ровную поверхность плато. Это наблюдение согласуется с результатами [Ivanov and Demonterova, 2009], в соответствии с которыми наиболее древние потоки, датируемые 17-15 млн лет, находятся внутри долин глубиной 100 м к востоку от Окинского плато, вблизи Главного Саянского разлома. Эти лавы стекали в СВ направлении, тем самым указывая на общий наклон данной поверхности в сторону Сибирской платформы.

Далее к югу, плато ДТ делится на две части долиной р. Балахта (рис. 3.7). Врез долин Тиссы и Балахты глубиной 600-700 м позволяет увидеть профили долавого рельефа. Палеодолина глубиной 100-200 м в ЮВ части долины Тиссы заполнена лавовым потоком (рис. 3.8). Та же самая палеодолина прослеживается по обеим сторонам долины р. Балахта, углубляясь в сторону юго-востока, что является вероятным признаком того, что палеорека протекала в этом направлении (рис. 3.9). Ширина палеовреза в долине Балахты составляет 4-5 км, а его глубина – 300-400 м.

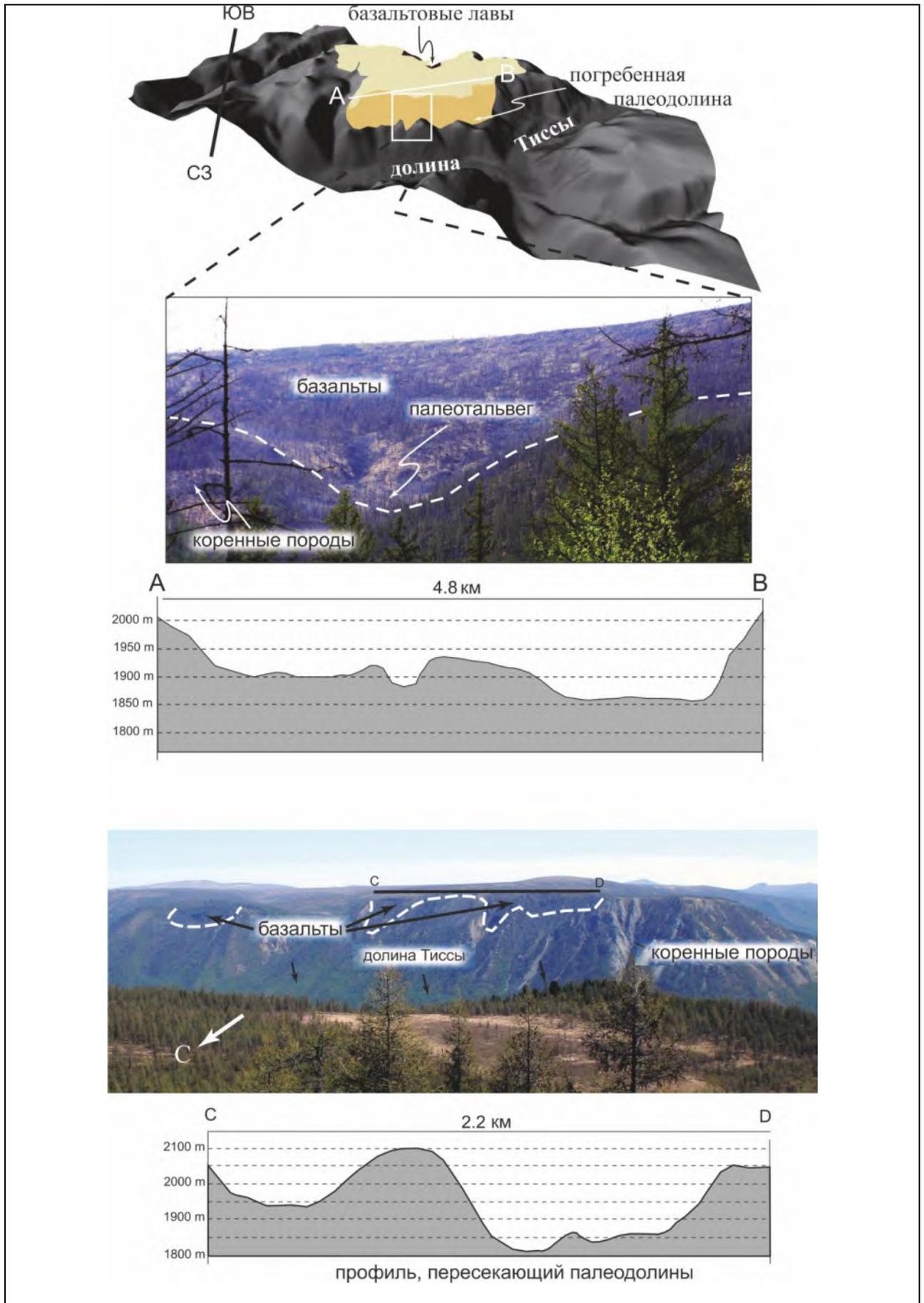


Рис. 3.8. Топография и фото лавовых потоков (бежевым цветом на цифровой модели рельефа), заполняющих палеодолины глубиной 100-400 метров и шириной 4-5 км, расположенные вкострости простираения современных долин рек Тиссы и Балахты.

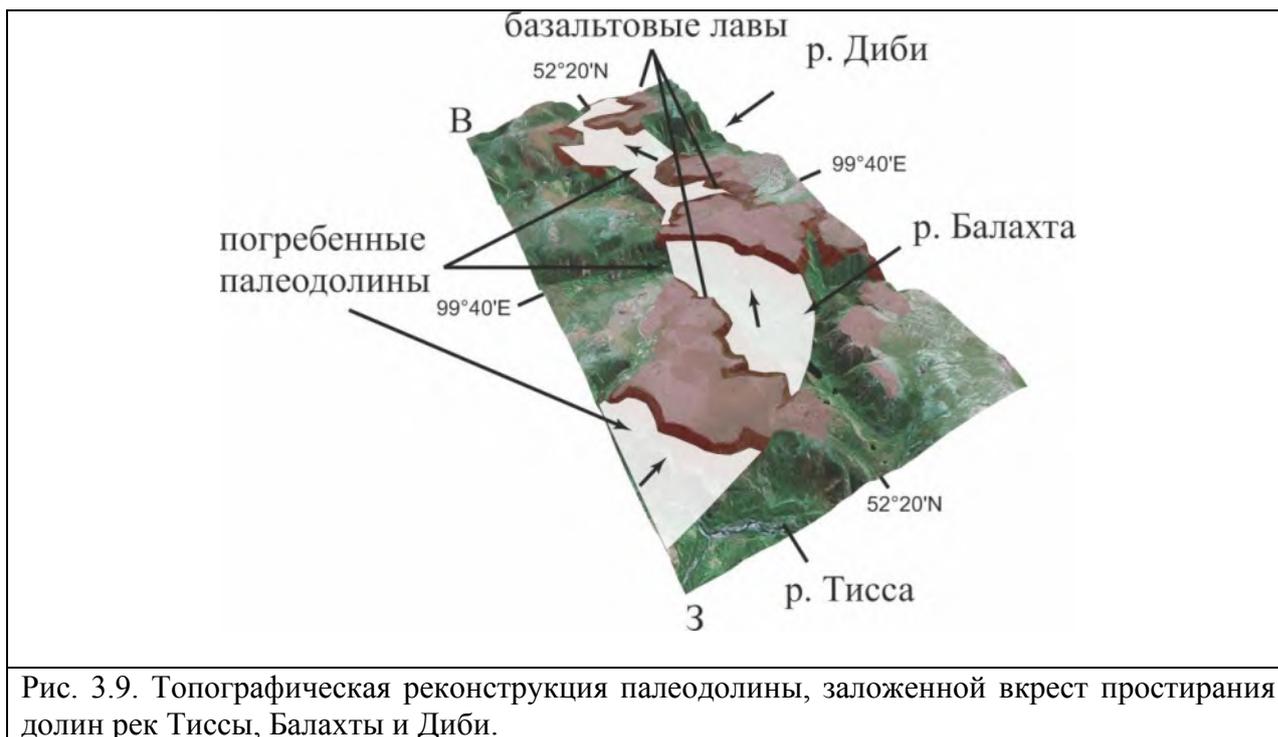


Рис. 3.9. Топографическая реконструкция палеодолины, заложенной вкрест простирания долин рек Тиссы, Балахты и Диби.

Многочисленные лавовые потоки возрастом в 9-11 млн лет залегают на поверхности восточной части плато ДТ [Рассказов и др., 2000]. Центром излияния является вулкан г. Широкая (рис. 3.7), а лавы стекали в основном в ЮВ направлении. Некоторые из этих потоков текли на север по палеодолине, более-менее соответствующей современной долине р. Диби. Потоки имеют мощность несколько сотен метров, один из них расположен в долине шириной 4 км и глубиной 350-400 м.

В заключение можно отметить, что в раннем миоцене Окинское плато было пересечено серией относительно широких (до 5 км) долин глубиной 100-400 м, разделяющих относительно плоские, кое-где холмистые поверхности высотой от 100 до 200 м. Дополнительные сведения о неогеновом рельефе Окинского района приводятся в работах [Обручев, 1946; Гросвальд, 1965] по результатам исследования базальтовой серии Дозор-Урда-Хирпис в долине р. Тисса. Разрез сложен несколькими лавовыми потоками с пропластками аргиллитов и линзами лигнитов. В основании разреза залегают неопротерозойские сланцы. Непосредственно над основанием, в песчано-гравийном слое мощностью 6 м, присутствует палеофлора. Эти отложения покрыты собственно

вулканическими туфами мощностью 60 м, которые, в свою очередь, перекрыты почти 5-метровым слоем мелкозернистого аргиллитового песчаника с фрагментами вулканических туфов и кварцевыми галечниками. И, наконец, весь разрез перекрыт плотной массой базальтовых потоков, датируемых 7.9 ± 0.9 млн лет [Рассказов и др., 2000].

Флора, сохранившаяся в осадочных слоях, в основном состоит из фрагментов дерева (*Pinus* sp., *Picea* sp., а также *Taiga* sp.) [Обручев, 1946]. Скопления пыльцы указывают на то, что лиственная древесная растительность, преобладавшая в основании разреза, сменилась преимущественно хвойной древесной растительностью в его верхней части. Это изменение интерпретируется либо как общее климатическое изменение, либо как более локальное похолодание вследствие большого количества пирокластической пыли в атмосфере [Обручев, 1946]. В целом, флористические исследования указывают на то, что в течение миоценового периода Окинский район представлял собой большую равнину, покрытую главным образом лиственными деревьями и кое-где болотами. К югу горная местность (на месте нынешнего хребта Большой Саян) была покрыта хвойными деревьями (*Abies*, *Pinus* и *Tsuga*), заполонившими Окинское плато с началом климатического похолодания по причинам как локального, так и регионального характера. Равнина дренировалась речной сетью, сформировавшей долины глубиной 100-400 м и шириной вплоть до 5 км.

3.2.3. Возраст поверхности выравнивания и скорость ее денудации по результатам трекового датирования апатита

Возраст эрозионной поверхности Окинского плато традиционно считается мел-палеогеновым [Медведев, 1970; Миляева, 1971 и др.], хотя специальных исследований, связанных с абсолютным датированием пенеplена, в этом районе не проводилось. Используя термохронологический метод трекового датирования апатитов, мы получили данные, характеризующие возраст пенеplена, и рассчитали долгосрочную скорость денудации Окинского плато [Jolivet et al., 2013a; Аржанникова и др., 2013]. Данные трекового анализа представлены ниже.

Образцы для трекового анализа были отобраны из апатит-содержащих коренных пород на Окинском плоскогорье (образец S07-3, гранит), а также на южном склоне хребта Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11 и S07-12) вдоль уступа Окино-Жомболокского разлома (рис. 3.3 и табл. 3.1). При этом образцы S07-5, S07-7 и S07-8 (граниты) отобраны вдоль 350-метрового вертикального профиля, образец S07-11 (двуслюдяной парагнейс) отобран ниже и западнее предыдущего профиля, близко к Окино-Жомболокскому разлому. Образец S07-12 (гранит) отобран в непосредственной близости от Окино-Жомболокского разлома внизу уступа, но все еще в пределах блока хребта Кропоткина. Породы отбирались в стороне от многочисленных базальтовых потоков, присутствующих в данном районе, что позволило избежать термального воздействия вулканизма на изучаемые образцы. Анализы делались в лаборатории Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), Франция. Методология определения трекового возраста апатитов и моделирования термальной истории подробно описана в работе [Jolivet et al., 2013a], краткое описание приводится ниже.

Образцы апатитов были протравлены в 6.5% HNO₃ (1.6 M) в течение 45 сек при t 20°C для обнаружения треков спонтанного деления ядер урана [Seward et al., 2000]. Предварительно образцы облучались нейтронным потоком со «скоростью» 1.0×10^{16} нейтронов/см² в Oregon State University, Oregon, США. Слюда, использованная как внешний детектор, была протравлена в 40% HF в течение 40 минут при t 20°C для выявления индуцированных треков. Возраст был рассчитан по методу, рекомендованному Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology [Hurford, 1990]. Треки были подсчитаны при помощи программы Autoscan[©] вручную на микроскопе Zeiss M1 при увеличении в 1250 под сухими объективами. Все возраста являются центральными возрастными, и ошибки оцениваются в 2σ [Galbraith & Laslett, 1993; Galbraith, 2005]. Данные приведены в табл. 3.1.

| Образец | Порода | Координаты места отбора образцов | Абс. высота (м) | Nb | ρ_d x 10 ⁴ /см ² | ρ_s x 10 ⁴ /см ² | ρ_i x 10 ⁴ /см ² | [U] (ppm) | P(χ^2) (%) | D _{par} (μ m) | MTL (μ m) ($\pm 1\sigma$) | Std (μ m) | FT age (Ma) ($\pm 2\sigma$) |
|---------|-----------|----------------------------------|-----------------|----|--|--|--|--------------|----------------------|--------------------------------|--|-------------------|-------------------------------------|
| S07-3 | Гранит | N52°35'14.7'' E099°25'29.3'' | 2009 | 25 | 142.6(10533) | 41.39 (601) | 83.2 (1208) | 7 | 71 | 1.0 | 13.1 \pm 0.1 | 1.71 | 123.5 \pm 9.6 |
| S07-5 | Гранит | N52°49'52.0'' E099°43'42.3'' | 2348 | 14 | 139.7(10533) | 42.74 (106) | 121.77 (302) | 12 | 75 | 2.8 | 12.8 \pm 0.1 | 2.00 | 85.6 \pm 10.9 |
| S07-7 | Гранит | N52°48'51.3'' E099°44'34.6'' | 2113 | 28 | 130.9(10533) | 31.43 (182) | 83.59 (484) | 8 | 83 | 1.7 | 13.3 \pm 0.1 | 1.93 | 85.9 \pm 9.0 |
| S07-8 | Гранит | N52°48'45.2'' E099°44'47.1'' | 2034 | 25 | 129.5(10533) | 54.82 (358) | 145.48 (950) | 14 | 48 | 1.2 | 12.7 \pm 0.1 | 2.10 | 85.2 \pm 7.4 |
| S07-11 | Парагнейс | N52°46'50.0'' E099°41'11.3'' | 1735 | 12 | 138.2(10533) | 242.53(747) | 505.52(1557) | 44 | 5 | 1.0 | 12.5 \pm 0.1 | 1.83 | 114.6 \pm 9.5 |
| S07-12 | Гранит | N52°45'29.1'' E099°39'10.7'' | 1464 | 20 | 135.3(10533) | 87.64 (546) | 260.03(1620) | 23 | 55 | 1.0 | 12.9 \pm 0.1 | 1.72 | 79.6 \pm 6.2 |

Таблица 3.1. Результаты трекового анализа апатитов. Nb – количество проанализированных кристаллов; ρ_d – плотность индуцированных треков (на см²), которая могла бы быть получена в каждом индивидуальном образце, если бы концентрация U в нем была эквивалентна концентрации U в стекло-дозиметре CN5; ρ_s и ρ_i – плотность спонтанных и индуцированных треков, соответственно (в скобках после значений ρ_d , ρ_s и ρ_i дано общее число подсчитанных треков); [U] – рассчитанная концентрация U; P(χ^2) – вероятность в %, с которой продатированные кристаллы имеют постоянное соотношение ρ_s/ρ_i ; D_{par} – среднее значение диаметров протравленного следа пересечения треков с поверхностью анализируемого кристалла апатита; MTL – измеренное среднее значение длин треков; Std – стандартное отклонение при измерении длин треков; FT age – трековый возраст апатитов в млн лет, рассчитанный с использованием программы Trackkey [Dunkl, 2002].

Моделирование термальной истории было сделано с помощью программы QTQt [Gallagher et al., 2009] с мультикинетической моделью отжига [Ketcham et al., 2007], которая принимает в расчет параметр D_{par} (диаметр протравленного следа пересечения треков с поверхностью анализируемого кристалла апатита). Измерения были выполнены при 2000-кратном увеличении. Каждое значение D_{par} , представленное в табл. 3.1, является средним от 50 до 100 измерений.

Треки деления ядер урана распространяются во всех направлениях в кристаллах апатита, но для достоверного измерения их длин мы ограничились измерением только горизонтальных треков, параллельных поверхности образца и полностью находящихся внутри кристалла (т.е. не выходящих на поверхность и, значит, частично не срезанных). Измерения были выполнены под отраженным светом при 1250 – кратном увеличении (сухой объектив) с использованием системы Autoscan[©] ручным способом. Гистограммы распределения длин треков представлены на рис. 3.10.

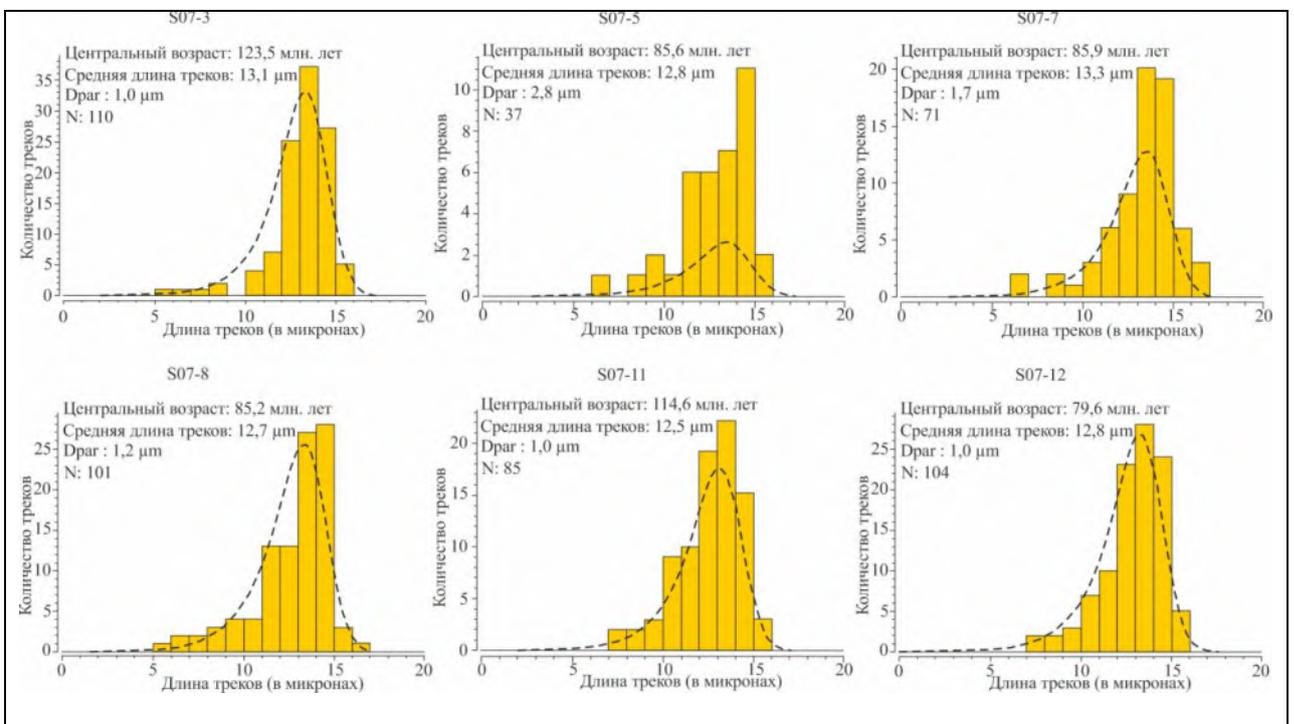


Рис. 3.10. Гистограммы распределения длин треков для образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хребта Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12): N - количество измеренных длин треков. Гистограммы соответствуют данным измерений, а пунктирная линия - рассчитанным данным.

Полученные данные трекового датирования свидетельствуют о меловом возрасте образцов (85-123 млн лет). Относительно высокие значения средних длин треков (MTL, от 12.5 ± 0.1 до $13.3 \pm 0.1 \mu\text{m}$) и их однородное распределение (табл. 3.1, рис. 3.10) свидетельствуют об одностадийной истории эксгумации [Galbraith & Laslett, 1993].

Термальное моделирование данных трекового анализа позволило более полно представить температурно-временную историю Окинского плоскогорья и хребта Кропоткина (рис. 3.11). Модель термальной истории образцов показывает динамику их остывания, которая свидетельствует о скорости эксгумации в определенный период времени. В данном случае для всех образцов характерно медленное монотонное остывание в зоне частичного отжига (PAZ). Образец с Окинского плоскогорья (S07-3) входит в PAZ в ранней юре (190 млн лет) и покидает ее в позднем мелу (90 млн лет). Для образцов с хребта Кропоткина, принадлежащих к единому блоку (S07-5, S07-7, S07-8 и S07-12), вхождение в PAZ соответствует поздней юре – началу мела (135, 150, 155 и 145 млн лет, соответственно), а покидание зоны - концу мела – началу палеогена (50, 65, 60 и 55, соответственно). Принимая во внимание среднюю линию остывания, полученную по трековому моделированию образца S07-3 с Окинского плоскогорья (остывание образца со 120°C до 20°C произошло за 190 млн лет), и средний геотермический градиент $30^{\circ}\text{C} / \text{км}$, средняя скорость эксгумации между 190 млн лет и 0 млн лет оценивается в 17.5 м/млн лет .

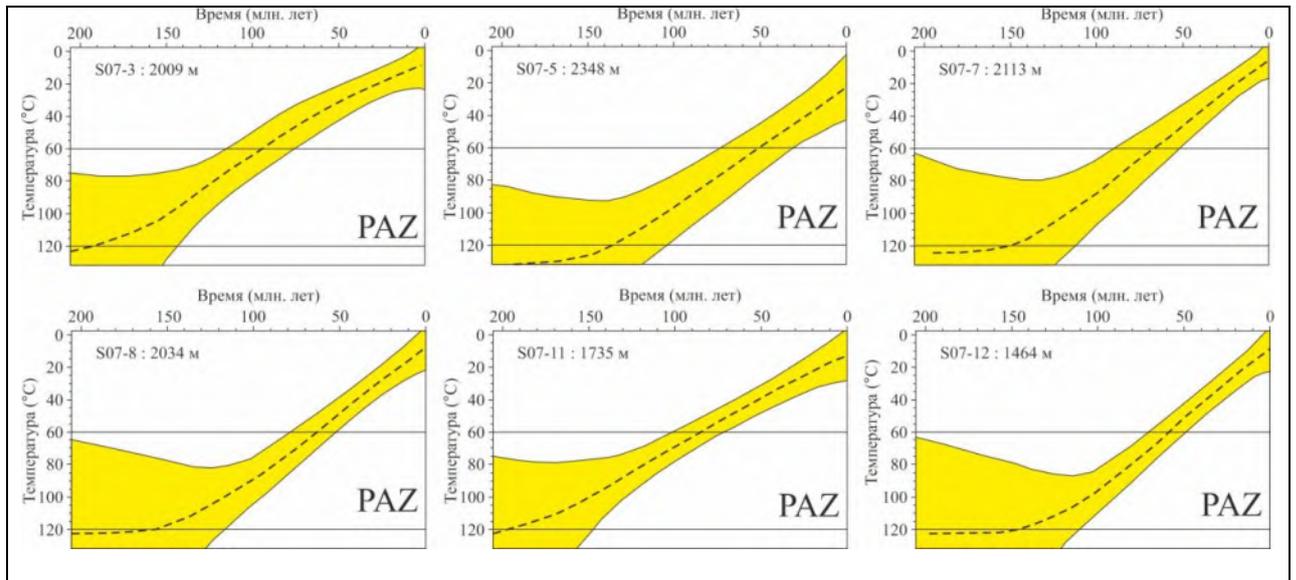


Рис. 3.11. Результаты термального моделирования образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и с хребта Кропоткина (S07-5, S07-7, S07-8, S07-11, S07-12). Серым цветом закрашена область термальной истории для каждого образца с 95%-ной достоверностью [Gallagher et al., 2009]. Пунктирная линия на моделях соответствует среднему из всех измеренных значений. Горизонтальные линии показывают границы зоны частичного отжига треклов (partial annealing zone).

Скорость эксгумации представляет собой скорость выведения пород с глубинных уровней на поверхность. Эксгумация пород происходит как за счет тектонических, так и за счет денудационных процессов. В нашем случае термальные истории образцов с Окинского плоскогорья и с хребта Кропоткина идентичны, что свидетельствует о том, что в позднем мезозое – раннем кайнозое вертикальных межблоковых движений между ними не происходило. Этот факт, а также то, что рассчитанная скорость имеет довольно низкое значение, свидетельствует о том, что скорость эксгумации соответствует скорости денудации данных морфотектонических структур.

Термальное моделирование наиболее древнего образца с Окинского плоскогорья (S07-3) показало, что, как минимум, начиная с ранней юры (момент вхождения в PAZ - 190 млн лет) территория характеризуется постепенной денудацией формировавшегося на тот момент рельефа. Этот возраст соответствует времени начала осадконакопления в Иркутском бассейне. Отсутствие резких перегибов в термальных моделях образцов свидетельствует об отсутствии последующих импульсов формирования дифференцированного рельефа в районе Восточного Саяна, исключая неогеновый этап, который не виден на данных моделях из-за

недостаточной скорости вертикальных неоген-четвертичных движений хребта Кропоткина относительно Окинского плоскогорья. Разница абсолютных высот между двумя блоками должна быть не менее 2000 метров, чтобы на поверхности оказались образцы, покинувшие PAZ на неоген-четвертичном этапе активизации. В нашем же случае разница высот составляет в среднем 400 метров, и, таким образом, образцы, содержащие информацию о неоген-четвертичном этапе горообразования, еще не вышли на дневную поверхность.

Определение «возраста» поверхности выравнивания (то есть того времени, когда поверхность уже представляла собой низкий слаборасчлененный рельеф) возможно при совместном рассмотрении термальных моделей образцов с хребта Кропоткина и Окинского плоскогорья - это тот момент, когда средние линии остывания для всех образцов в зоне PAZ становятся идентичными (около 140-150 млн лет, рис. 3.12). То есть за счет того, что над образцами не существует больше дифференцированного рельефа, они с этого момента эродируются с одинаковой скоростью. Разницы во времени между образцами с Окинского плоскогорья и с хребта Кропоткина практически не наблюдается, что свидетельствует о том, что эти структуры развивались в тот период единым блоком. Позднее, продолжающаяся денудация способствовала постоянному обновлению сформированной поверхности.

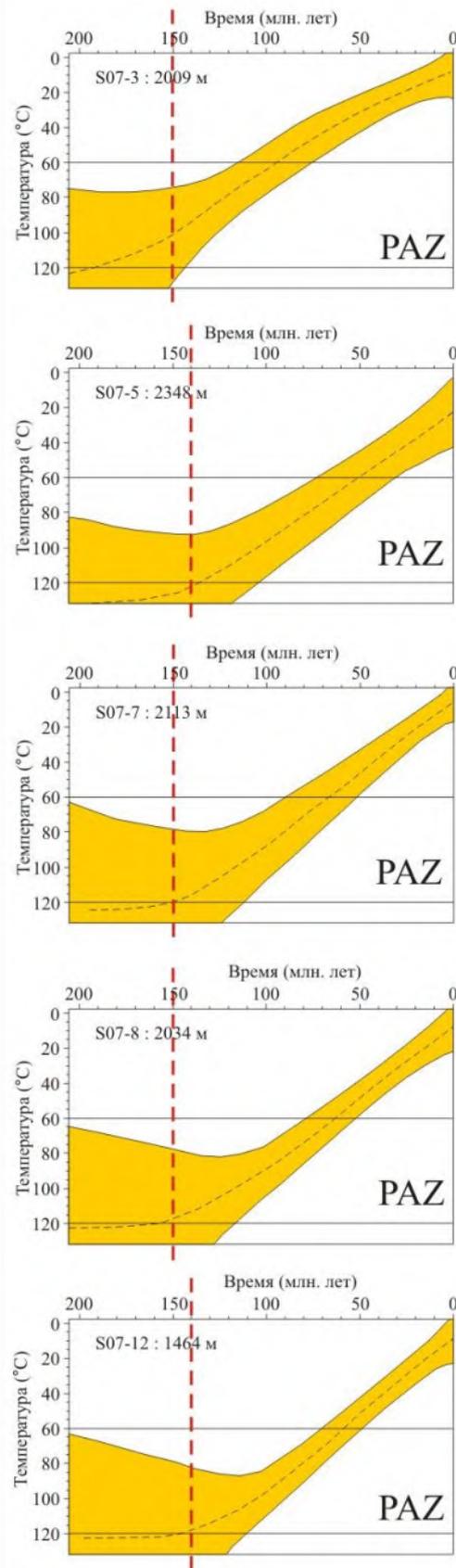


Рис. 3.12. Совместное рассмотрение термальных моделей для образцов с Окинского плоскогорья (S07-3) и хребта Кропоткина (S07-5 – S07-12). Красной пунктирной линией показана граница, начиная с которой средние линии остывания для всех образцов в зоне PAZ становятся идентичными (время формирования поверхности выравнивания).

3.2.4. Скорость денудации Окинского плато по результатам ^{10}Be анализа

Космогенно-нуклидный метод ^{10}Be in situ широко применяется для определения скорости денудации эрозионных поверхностей [Lal., 1991; Ritz et al., 2006; Vassallo et al., 2007]. С целью определения позднечетвертичных скоростей денудации Окинского плоскогорья были отобраны образцы из гранитных валунов (образцы S07-Be3, S07-Be4 и S07-Be5), и кварцевых булыжников (образцы S07-Be1 и S07-Be2), лежащих на поверхности плато. Валун отбирался наиболее крупный, частично погребенный так, чтобы на поверхности торчала только верхняя часть валуна. Образцы S07-Be1, S07-Be2 и S07-Be3 были отобраны на вершине небольшого, высотой около 200 метров, холма, расположенного на основной поверхности плато, а образцы S07-Be4 и S07-Be5 были отобраны непосредственно на самой поверхности плато. Скорость денудации, полученная с помощью ^{10}Be анализа (во временном диапазоне в несколько сотен тысяч лет), варьирует от 2.85 ± 0.18 до 19.00 ± 0.54 м/млнлет без видимой разницы, в зависимости от состава породы и расположения образца (табл. 3.2).

| Образец | Состав | Абс. высота (м) | Координаты | Концентрация ^{10}Be (атом/г) | Погрешности (атом/г) | Скорость денудации (м/млнлет) | Погрешности (м/млнлет) |
|---------|--------|-----------------|---------------------------------|--|----------------------|-------------------------------|------------------------|
| S07-Be1 | кварц | 2308 | N52°33'51.4'' E099°26'41.5'' | 4.796E + 06 | 0.758E + 05 | 3.88 | 0.06 |
| S07-Be2 | кварц | 2340 | N52°33'43.1'' E099°26'55.3'' | 1.237E + 06 | 0.321E + 05 | 16.95 | 0.44 |
| S07-Be3 | гранит | 2481 | N52°31'15.3'' E099°25'48.5'' | 1.748E + 06 | 1.585E + 05 | 13.01 | 1.18 |
| S07-Be4 | гранит | 2279 | N52°31'35.6'' E099°24'59.8'' | 6.175E + 06 | 43.666E + 05 | 2.85 | 0.18 |
| S07-Be5 | гранит | 2275 | N52°31'42.1'' E099°24'53.6'' | 1.062E + 06 | 0.303E + 05 | 19.00 | 0.54 |

Таблица 3.2. Результаты космогенного ^{10}Be анализа образцов с поверхности Окинского плоскогорья.

В целом, рассчитанные скорости денудации очень низки, со средним значением около 12 м/млн лет и максимальным значением около 20 м/млн лет, что согласуется со значением, полученным для вершинного плато Их-Богд (4000 м) в Гобийском Алтае - 23.6 ± 3 м/млн лет [Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007]. Принимая во внимание среднюю скорость

эксгумации между 190 млн лет и 0 млн лет, полученную методом трекового анализа, в 17.5 м/млнлет, можно констатировать, что она согласуется со скоростью денудации, рассчитанной за значительно более короткий период по данным ^{10}Be анализа. Долговременные данные трекового анализа описывают скорость эксгумации от ранней юры до настоящего времени, кратковременные космогенные ^{10}Be данные описывают скорость денудации за поздний плейстоцен – голоцен. Даже если скорость денудации варьировала в течение этого огромного промежутка времени из-за климатических колебаний, и долговременные и кратковременные данные указывают на медленную денудацию в Окинском районе. Этот результат, казалось бы, противоречит наблюдаемому омоложению рельефа в кайнозое. Однако космогенные ^{10}Be данные были получены на недеформированном Окинском плато, а не на поднятых недавно хребтах, окружающих его, где плейстоцен-голоценовая эрозия, несомненно, значительно выше. Ivanov and Demonterova [2009] рассчитали скорость врезания рек (за последние 5 млн лет) – 30 м/млн лет для р. Ока и 70 м/млн лет для р. Белая, выходящих из гор на Сибирскую платформу. Они также подсчитали миоценовую (16-13 млн лет) скорость поднятия в Хубсугульском районе - 40 м/млн лет. Все эти значения в 3 – 4 раза превышают скорость денудации, рассчитанную для Окинского плато, но они складываются из двух составляющих процессов - врезания долин в исходную поверхность плато и из поступательного поднятия остатков этой поверхности.

3.2.5. Эволюция Окинского плато

Поздний мел – палеогеновая изотермальная стадия (субгоризонтальная на графиках термического моделирования), наблюдаемая по данным трекового анализа для северо-востока Алтая [De Grave and Van den Haute, 2002; De Grave et al., 2008], интерпретируется этими авторами как соответствующая окончанию процесса планации рельефа и развитию латерит-каолининовой коры выветривания. Эта кора похожа по типу и возрасту на кору, наблюдаемую в некоторых районах Восточного Саяна [Mats, 1993; Kashik and Masilov, 1994; Логачев и др., 2002], а также в Забайкалье [Mats, 1993]. Поздний мел – палеогеновая

изотермальная стадия также выделяется в образцах с юго-западной части Патомского нагорья и с Баргузинского хребта [Van der Beek et al., 1996; Jolivet et al., 2009]. Однако в истории остывания, полученной для образцов с Окинского плато (рис. 3.11 и 3.12), поздний мел – палеогеновая изотермальная стадия не представлена. Также, во время полевых работ в районе Окинского плато нам не удалось обнаружить никаких следов коры выветривания. Конечно, не исключена возможность того, что кора выветривания была сформирована на Окинском плато в какой-то период, а затем, в течение главной фазы кайнозойского горообразования, была разрушена эрозией. Однако, базируясь на полном отсутствии остатков этой коры, на медленном, продолжительном периоде остывания, наблюдаемом в трековой истории остывания образцов (без изотермальной стадии), на согласующихся долгосрочной и краткосрочной скоростях денудации для Окинского плато, можно сделать вывод, что эта кора никогда не развивалась в данном районе.

Поскольку до-миоценовая поверхность выравнивания была в миоцене перекрыта лавовыми потоками, предохраняющими ее от разрушения, представляется уникальная возможность описания этого пенеппена, как минимум для района Окинского плато. Многие исследователи описывают формирование мезозойской поверхности выравнивания в Центральной Азии, однако детальных крупномасштабных геоморфологических описаний этой поверхности до настоящего времени представлено не было. Существование широких (до 5 км), но относительно мелких (100-400 м) долин, разделяющих плато, указывает на то, что в раннем миоцене эта поверхность не была полностью выравнена эрозией, и на ней существовала отчетливо выраженная дренажная сеть. Данные об осадочных отложениях указывают на то, что кайнозойское горообразование началось в Восточном Саяне в олигоцене [История развития..., 1969; Арсентьев, 1975; Мазилев и др., 1993], то есть немногим раньше начала крупного магматического эпизода, во время которого излились лавы на Окинском плато. Таким образом, возможно, что раннемиоценовые долины являются новыми структурами на предварительно выравненной плоской поверхности. Это можно сопоставить с отсутствием мел-палеогеновых осадков в этих долинах (возможно, какие-то и

существуют, но они либо не продатированы точными методами, либо не выходят на поверхность). Основной уклон поверхности на восток (от северо-восточного до юго-восточного), определенный по направлению стока лав в восточной части Окинского плато [Вдовин, 1976; Ivanov and Demonterova, 2009], а также постепенное углубление палеодолин, пересекающих современные долины Тиссы и Балахты [Jolivet et al., 2013a], согласуется с основным базисом эрозии, расположенном на Сибирской платформе. И, наконец, врез долин в течение олигоцена также согласуется с формой поверхности самого плато: если бы непрерывная дренажная сеть, сформированная такими долинами, существовала с мезозоя, было бы очень сложно развиваться плоским поверхностям между долинами, и рельеф тогда бы представлял собой небольшие холмы, разделенные долинами.

Если палеодолины, пересекающие плато, были бы кайнозойскими структурами, то существование небольших 200 – 300-метровых холмов, сохранившихся на поверхности плато, было бы трудно объяснить с позиции обновления рельефа. Как указано ранее, эти холмы формируют небольшие гряды, вытянутые в северо-западном направлении и разделяющие миоценовые лавовые потоки. Таким образом, они существовали до излияния лав. То есть, они связаны с палеодолинами, а скорее являются останцами, сохранившимися на обширной выравненной поверхности.

3.3. Основные выводы

Таким образом, поверхность выравнивания, сохранившаяся на Окинском плато, развивалась в течение мезозоя в процессе разрушения раннеюрского рельефа, поставившего осадки на территорию Иркутского бассейна. Образование пенеплена в районе Окинского плоскогорья приходится, по данным трекового анализа, на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011(a, б); Glorie et al., 2011]), но

древнее пенеплена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел [De Grave et al., 2008]). Это свидетельствует об асинхронности формирования древнего пенеплена Центральной Азии.

Похожая история эксгумации образцов с Окинского плоскогорья и с хребта Кропоткина свидетельствует об отсутствии вертикальных смещений между этими блоками с юры до конца миоцена. Сформированная в раннем мелу поверхность выравнивания, на которой присутствовали только небольшие 200-300 – метровые холмы, но не осталось структурированной дренажной сети, начала подвергаться речной эрозии в олигоцене – раннем миоцене. Этот возобновленный врез долин вероятно связан с широкомасштабным куполообразным воздыманием региона и формированием общего наклона поверхности в сторону Сибирской платформы. Вновь сформированные широкие, но не глубокие долины, а также окружающие их плоские поверхности, были затем частично запечатаны миоценовыми лавами.

Долговременная (за 190 млн лет) скорость эксгумации порядка 17,5 м/млн лет, полученная по результатам трекового анализа апатитов для Окинского плато, соответствует кратковременной (несколько сотен тысяч лет) скорости денудации (12-20 м/млн лет), полученной с помощью ^{10}Be анализа, что свидетельствует о том, что средняя скорость денудации плато остается в целом постоянной во времени. Эта денудация препятствует формированию на поверхности латерит-каолининовой коры выветривания, которая наблюдается на других остатках древнего пенеплена Южной Сибири. В этом плане Окинское плато является уникальным объектом, где можно наблюдать денудацию, связанную главным образом с климатическим эрозионным механизмом.

Термальное моделирование показало, что Монголо-Охотская субдукция повлияла на горообразование в районе Восточного Саяна в районе 190 млн лет. Однако последующая коллизия, сформировавшая положительный рельеф в районе Западного Забайкалья, о чем было сказано в предыдущей главе, не значительно отразилась на территории Восточного Саяна, где продолжалась постепенная планация рельефа. Денудация этой территории способствовала прекращению осадконакопления в Иркутском бассейне в начале средней

юры. Формирование поверхности выравнивания в районе Восточного Саяна происходило одновременно с коллапсом Монголо-Охотского орогена. Позднее, продолжающаяся денудация способствовала постоянному обновлению сформированной поверхности и не позволяла образовываться латерит-каолининовой коре выветривания.

Глава 4. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

4.1. Неотектоническая структура района исследований

Неотектонический этап на изучаемой территории характеризуется формированием и развитием Байкальской рифтовой системы (БРС) и Саяно-Байкальской складчатой области. Возобновление тектонических движений привело к деформации исходной поверхности выравнивания и активизации эрозионных процессов. Недавние термохронологические исследования показали, что процессы, связанные с закрытием Монголо-Охотского океана и последующим распадом коллизионного орогена, являются одной из возможных причин начала раскрытия Байкальского рифта в раннем кайнозое [Jolivet et al., 2009]. Растяжение в Южно-Байкальской впадине, в Баргузинской и, возможно, в Тункинской началось в позднем мелу – палеогене [Yarmolyuk and Ivanov, 2000; Mats, 1993; Логачев, 2003; Цеховский, Леонов, 2007; Jolivet et al., 2009]. Формирование Байкальского рифта происходило в две стадии - "медленного рифтинга", длившейся до позднего миоцена, и "быстрого рифтинга", начавшейся 5-7 Ма назад [Logatchev and Florensov, 1978; Logatchev and Zorin, 1987; Логачев, 2003; Petit and Déverchère, 2006]. В.Д. Мац и др. [2001] также выделяет две стадии в, собственно, рифтовом этапе, который длится последние 30 млн лет, - протобайкальскую (раннеорогенную) и необайкальскую (орогенную). Первая стадия характеризуется медленным прогибанием впадин с накоплением мелкозернистых осадков на фоне общего сводового поднятия региона. Последняя стадия характеризуется увеличением скорости опускания впадин и накоплением в них мощных толщ грубообломочных отложений, а также

усилением горообразовательных процессов в прилегающих хребтах. Усиление тектонических процессов в позднем миоцене связывается с продвижением на север деформаций, вызванных Индо-Азиатской коллизией [Jolivet et al., 2009].

Рифт заложен вдоль юго-восточного края южного выступа Сибирской платформы и унаследует древнюю систему разломов. В геодинамическом отношении, Байкальский рифт является границей между Северо-Евразийской и Амурской литосферными плитами, последняя движется в юго-восточном направлении относительно первой со скоростью 3-4.5 mm year⁻¹ [Calais et al., 1998; 2003; Petit, Fournier, 2005; Petit, Déverchère, 2006, Sankov et al., 2009; 2014] (рис. 4.1).

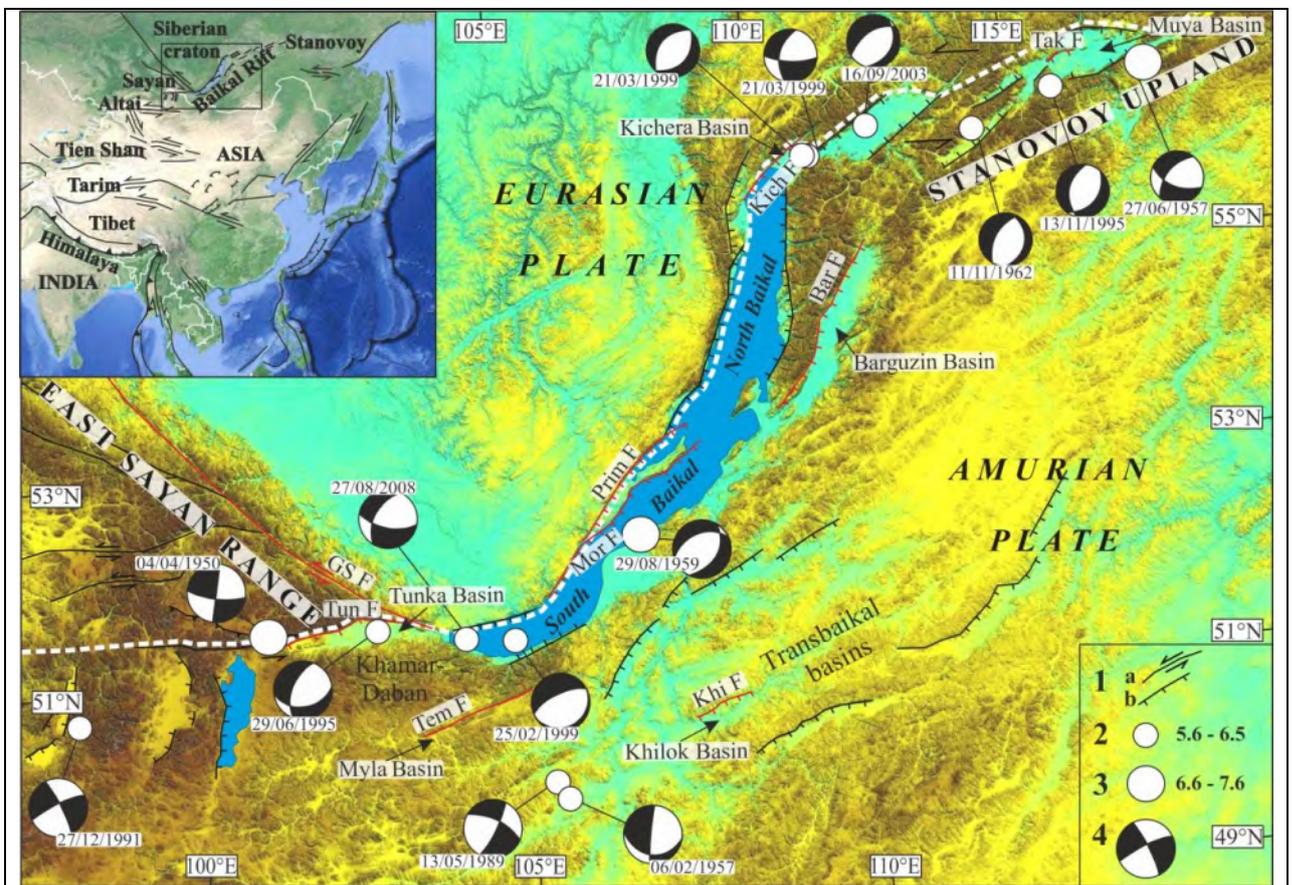


Рис. 4.1. Цифровая модель рельефа Байкальской рифтовой системы с основными тектоническими элементами. Белая пунктирная линия указывает границу Евразийской и Амурской плит [Petit, Fournier, 2005]. 1 - Основные активные разломы: а - сдвиговые, б - сбросовые; Обсуждаемые в тексте разломы выделены красным цветом: Prim F, Mor F, Tun F, GS F, Bar F, Kich F, Khi F, Tem F и Tak F - Приморский, Морской, Тункинский, Главный Саянский, Баргузинский, Кичерский, Хилокский, Темникский и Таксимо, соответственно; 2, 3 - эпицентры сильных землетрясений заданного диапазона магнитуд; 4 - механизмы очагов (нижняя полусфера) землетрясений с $M \geq 5.6$ [Radziminovich et al., 2013]. Вставка - упрощенная неотектоническая карта Азии по данным [Petit, Déverchère, 2006] с изменениями.

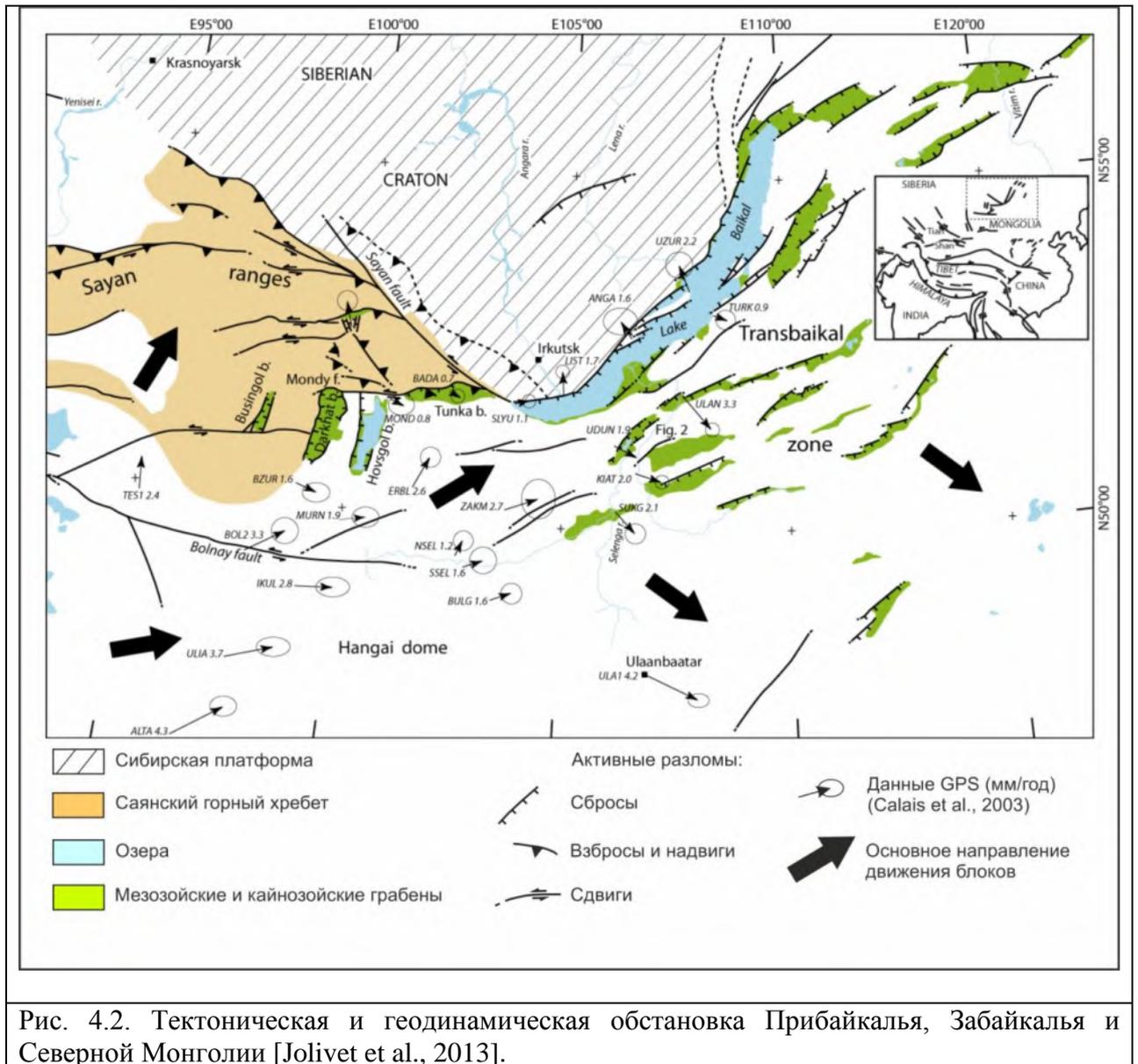
В неотектоническом развитии региона играют роль как вертикальные, так и горизонтальные движения. На карте неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири [Леви, Шерман, 1983] по характеру соотношения вертикальной и горизонтальной составляющих в пределах Байкальской рифтовой зоны выделяется несколько областей.

Область проявления преимущественно вертикальных движений характерна для центральной части Байкальского рифта. Здесь, в условиях раздвигового поля напряжений, образовались и развиваются такие крупные рифтогенные впадины, как Южно-Байкальская, Северо-Байкальская и Баргузинская. Основную роль в развитии центральной части рифта играют сбросовые разрывные нарушения, ориентированные в северо-восточном направлении.

На флангах рифтовой зоны преобладают горизонтальные движения земной коры, развивающиеся в условиях сдвигового поля напряжений [Шерман, 1981]. Горизонтальные перемещения сопровождаются вертикальной составляющей. Ведущую роль в развитии флангов играют разломы восток - северо-восточного и субширотного простираний, характеризующиеся как левосторонние сдвиги и сбросо-сдвиги.

Деформации растяжения вдоль юго-восточной границы Сибирской платформы происходят одновременно с транспрессионными деформациями, охватывающими территорию Монголии и Саянскую горную область, к югу и западу от БРС [Леви, Шерман, 1983; Delvaux et al., 1997; Arzhannikova et al., 2011; Jolivet et al., 2013b] (рис. 4.2). К востоку, Забайкалье характеризуется сложной тектонической структурой, в частности, системой мезозойских грабенов, имеющих северо-восточное простирание, в основном, параллельное главному направлению структур Байкальской рифтовой системы [Delvaux et al., 1995; Цеховский, Леонов, 2007] (рис. 4.2). Для некоторых забайкальских впадин, расположенных вблизи БРС, были представлены доказательства активных тектонических деформаций (в основном наличие сбросовых разломов) [Ласточкин, 1982; Булнаев, 2006; Лунина, Гладков,

2009; Чипизубов и др., 2002]. Кинематическая обстановка данного региона указывает на то, что, главным образом, СВ движение литосферы в Северной Монголии (с учетом стабильности Сибирской платформы) резко трансформируется в ЮВ направление в смежном районе Забайкалья.



Различные модели были предложены для описания процессов рифтогенеза в БРС и для объяснения перехода с транспрессионного режима деформирования на транстензионный в районе южного выступа Сибирской платформы [Семинский, 2009, Jolivet et al., 2009; Mats and Pererelova, 2011 и др.]. Механизм, ответственный за растяжение до сих пор остается

дискуссионным. Основными гипотезами являются влияние астеносферного диапира в основании литосферы [Logatchev and Zorin, 1987; Windley and Allen, 1993; Kulakov, 2008] и отодвижение Амурской плиты за счет удаленного воздействия Индо-Азиатской коллизии [Molnar and Tapponnier, 1975; Petit and Déverchère, 2006; Hus et al., 2006]. При этом все предложенные модели признают, что раскрытие БРС и не характерное для рифтов поле напряжений на юго-западном фланге БРС контролируются унаследованными коровыми и литосферными структурами [Delvaux et al., 1997; Chemenda et al., 2002; Polyansky, 2002; Zorin et al., 2003; Petit and Déverchère, 2006; Hus et al., 2006; Jolivet et al., 2009; Mats and Perepelova, 2011]. Некоторые исследователи также рассматривают Байкальский рифт как крупную сдвиговую систему, объединяющую Тункинскую сдвиговую структуру на юго-западе с системой впадин на северо-восточном фланге БРС [Polyansky, 2002; Семинский, 2009; Mats and Perepelova, 2011, Jolivet et al., 2013b].

4.2. Геофизические данные: моделирование современной структуры и деформации коры и литосферы (обзор)

Сложная тектоническая история изучаемого региона обусловила существование различных коровых и литосферных структур. Некоторые оценки мощности земной коры и литосферы вокруг Байкальской рифтовой системы были получены на основе сейсмических и гравиметрических данных [Крылов и др., 1981; Zorin, 1999; Suvorov et al., 2002; Polyansky et al., 2002; Petit and Déverchère, 2006; Мордвинова, Артемьев, 2010] (рис. 4.3, рис. 2.15). Эти модели отличаются незначительно. Средняя мощность земной коры Сибирской платформы составляет 40-46 км [Suvorov et al., 2002]. В Байкальской впадине глубина границы Мохо меняется от 34 км в Центральной части до 48 км на севере. Все модели согласны с тем, что очень мощная кора (более 50 км) находится под Восточным Саяном, Тункинской и Хубсугульской впадинами и западной частью Хамар-Дабана. Это резкое изменение в мощности коры предполагает 5-10 километровое поднятие границы Мохо по Главному Саянскому разлому, отделяющему Сибирский кратон от Саянского хребта, предполагая, что

Главный Саянский разлом является глубинной (литосферной) тектонической структурой. В районе Забайкалья мощность земной коры очень неравномерна, но вариации мощности не имеют видимой корреляции с различными мезозойскими впадинами.

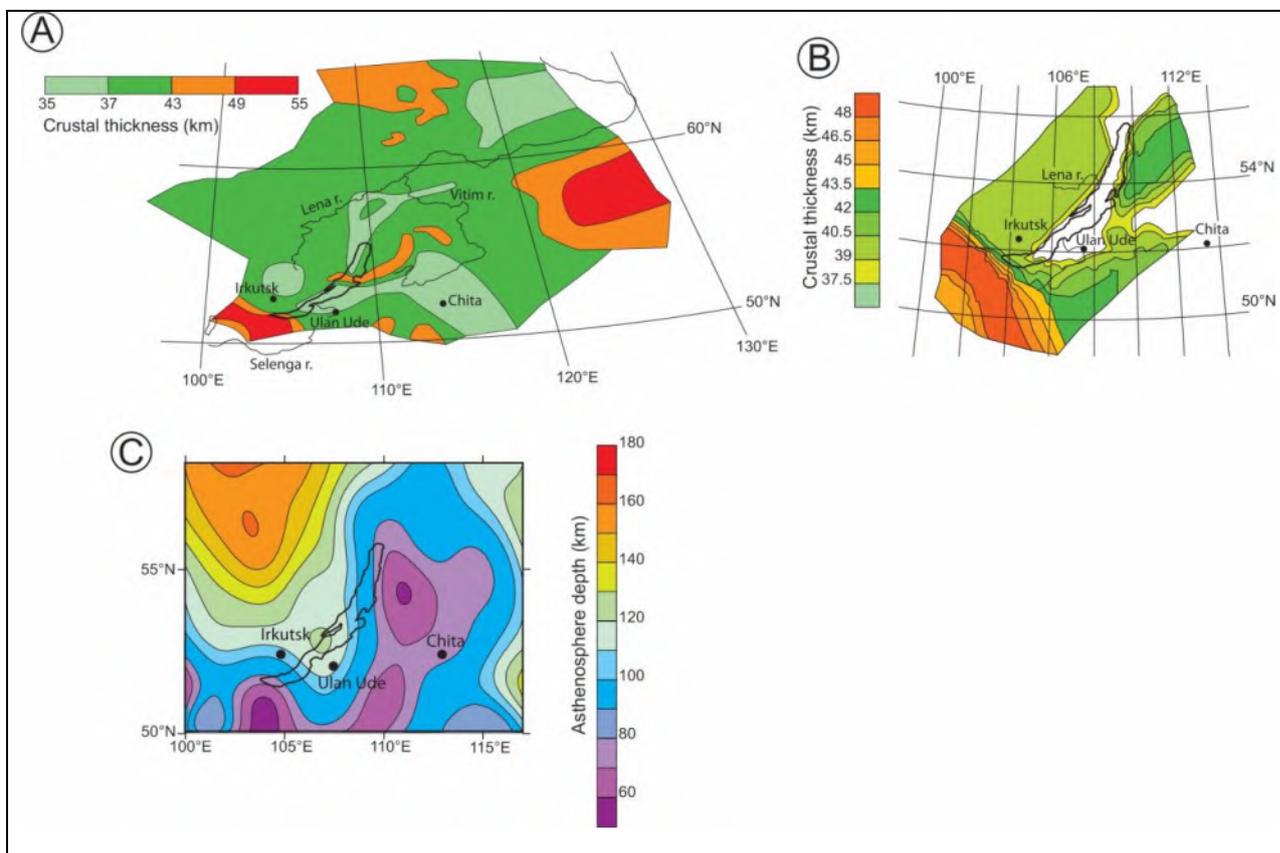


Рис. 4.3. Мощность коры и литосферы изучаемого региона по геофизическим данным [Jolivet et al., 2013]. А,В - карты мощности коры по данным [Suvorov et al., 2002 и Polyansky, 2002], соответственно; С - карта мощности литосферы по данным [Petit and Déverchère, 2006].

Для структуры литосферы также существуют многочисленные модели, основанные на томографии, сейсмических и гравиметрических данных [Petit and Déverchère, 2006; Kulakov, 2008; Kulakov and Bushenkova, 2010; Мордвинова, Артемьев, 2010]. Мощность литосферы уменьшается постепенно от 180 км под Сибирской платформой до 60-70 км под Забайкальем и Хамар-Дабаном (рис. 4.3С).

Сейсмическая активность в пределах изучаемого района в основном приурочена к Байкальской рифтовой системе [Solonenko et al., 1997; Radziminovich et al., 2013]. Тем не менее, достаточно интенсивная активность также зарегистрирована в Восточном Саяне,

вдоль Главного Саянского и Окино-Жомболокского разломов. Кроме центральной части Байкальского рифта, сейсмичность сосредоточена вдоль Тункино-Дархатской зоны разломов, Дархатской и Бусийнгольской впадин на юго-западном фланге. На севере сейсмичность распространена в широкой зоне, охватывающей Баргузинскую депрессию и впадины северо-восточного фланга Байкальского рифта [Radziminovich et al., 2013]. Вариации, наблюдаемые в современном напряженно-деформированном состоянии, от растяжения в центральной части рифта к транстенсии и сдвиговому режиму на северо-восточном и юго-западном флангах, соответственно, обусловлены взаимодействием коллизионных процессов, ответственных за развитие рифта на плиоцен-четвертичном этапе, и унаследованных структур [Petit et al., 1996; Petit and Déverchère, 2006; Solonenko et al., 1997; Radziminovich et al., 2013; Seredkina et al., 2016]. Анализ фокальных механизмов показывает, что преобладающим типом деформаций по разломам СВ простирания является сбросовый, а по субширотным плоскостям – левосторонний сдвиг [Radziminovich et al., 2013] (рис. 4.1). Район Забайкалья и северо-западная часть Восточного Саяна практически не активны в сейсмическом плане, за исключением некоторых локальных проявлений.

GPS данные, полученные локально в Монголии и Восточной Сибири, а также более регионально в Азии, дают информацию о современных коровых деформациях [Calais et al., 1998, 2003, 2006; Polyansky, 2002; Саньков и др., 1999, 2014; Petit and Fournier, 2005; Vergnolle et al., 2007; Lukhnev et al., 2010]. Рис. 4.2 показывает смещение векторов различных GPS станций в изучаемом регионе относительно стабильной Сибирской платформы. К юго-западу, в Монголии, движение, в основном, направлено на В-СВ и обусловлено левосторонними сдвигами по крупным субширотным разломам, таким, как Болнайский (Рис. 4.2). Немногочисленные представленные данные по Восточному Саяну указывают на движение в С-СВ направлении, сопоставимом с наблюдаемыми деформациями сжатия в этом районе. Вектора движения поворачивают к СВ в районе Хамар-Дабана, южнее Тункинской впадины. Далее на восток, GPS данные указывают на резкую смену направления движения коры с С-СВ на ЮВ. Этот разворот соответствует смене, главным образом,

транспрессионных деформаций в Восточном Саяне на деформации ЮВ растяжения в Забайкалье.

На базе геофизических и тектонических данных, таких как измерение плоскостей разломов, изучение крупных структур по материалам дистанционного зондирования, восстановление полей напряжений по замерам трещиноватости, было предложено несколько цифровых и аналоговых моделей для объяснения современных деформаций Азии и БРС. Большинство из этих моделей допускают, что если непрерывное сближение между Индией и Азией является основной движущей силой коровых деформаций Азии, то динамика субдукционной зоны, которая обрамляет восточный край Азии, тоже должна играть значительную роль в наблюдаемых деформационных моделях [Calais et al., 2003, 2006; Vergnolle et al., 2007]. Используя цифровые модели, Petit and Fournier [2005] показали, что современные поля напряжений и скорости в Амурской плите могут быть объяснены совместным воздействием СВ сжатия (за счет Индо-Азиатской коллизии) и ЮВ растяжения (за счет Тихоокеанской субдукции на востоке). Эти авторы показали, что Амурская плита по большей части ведет себя как жесткий блок, выдавливаемый в ЮВ направлении. В работе [Polyansky, 2002] показано, что данные GPS и кинематики разломов в районе БРС хорошо соотносятся с моделью, увязывающей СВ сжатие между обоими окончаниями Байкальского рифта с ЮВ растяжением, господствующем на всей территории Забайкалья. В частности, модель объясняет смену режима сдвига со сжатием на режим растяжения и резкий поворот в направлении векторов скоростей, измеренных GPS – методом, к югу от Байкала. В работе [Семинский, 2009] описана эволюция БРС как чисто левосторонней сдвиговой зоны. Однако эта 2D модель не берет в расчет ни тектонические деформации района Забайкалья, ни деформации в Саянском массиве. Например, поднятие Саянского горного хребта рассматривается как пассивное, за счет воздействия аномальной мантии, расположенной под Саянским массивом. Однако, как и для многих других предложенных моделей, существенный вывод, сделанный в работе [Семинский, 2009] – это то, что деформации,

затронувшие БРС, значительно древнее Индо-Азиатской коллизии и, таким образом, не могут полностью объясняться этим механизмом.

4.3. Основные деформационные структуры изучаемого региона

4.3.1. Байкальская рифтовая система

Байкальский рифт состоит из центральной части СВ простирания, почти полностью заполненной глубоководным озером Байкал, и Юго-Западного и Северо-Восточного флангов, преимущественно состоящих из сухопутных впадин субширотного, меридионального и северо-восточного простирания (рис. 4.1). Возраст и мощность осадочного заполнения впадин уменьшается от центра к флангам. Центральная часть Байкальского рифта в тектоническом отношении делится на 2 впадины – наиболее древнюю Южно-Байкальскую и Северо-Байкальскую, разделенных поднятием, надводная часть которого представлена о. Ольхон, а подводная – Академическим хребтом (рис. 4.4а) [Логачев, 2003]. Мощность син-рифтовых осадков в Южно-Байкальской впадине более 9 км [Scholz and Hutchinson, 2000], а в Северо-Байкальской – 4.4 км [Hutchinson et al., 1992]. Опускание Южно-Байкальской впадины контролируется бортовыми разломами – Обручевским, юго-западным сегментом Приморского разлома (который некоторые исследователи относят к Обручевскому [Agar, Klitgord, 1995; Scholz and Hutchinson, 2000]) и Морским (рис. 4.4а), движения по которым происходили с начала развития рифта. Амплитуда опускания с учетом максимальной мощности осадков, глубины воды и высоты плеча рифта достигает 10-11 км [Scholz and Hutchinson, 2000]. Северо-Байкальская впадина контролируется Северо-Байкальским разломом и северо-восточным сегментом Приморского разлома. Общее опускание Северо-Байкальской впадины в районе максимальной мощности осадков составляет ~6 км [San'kov et al., 2000].

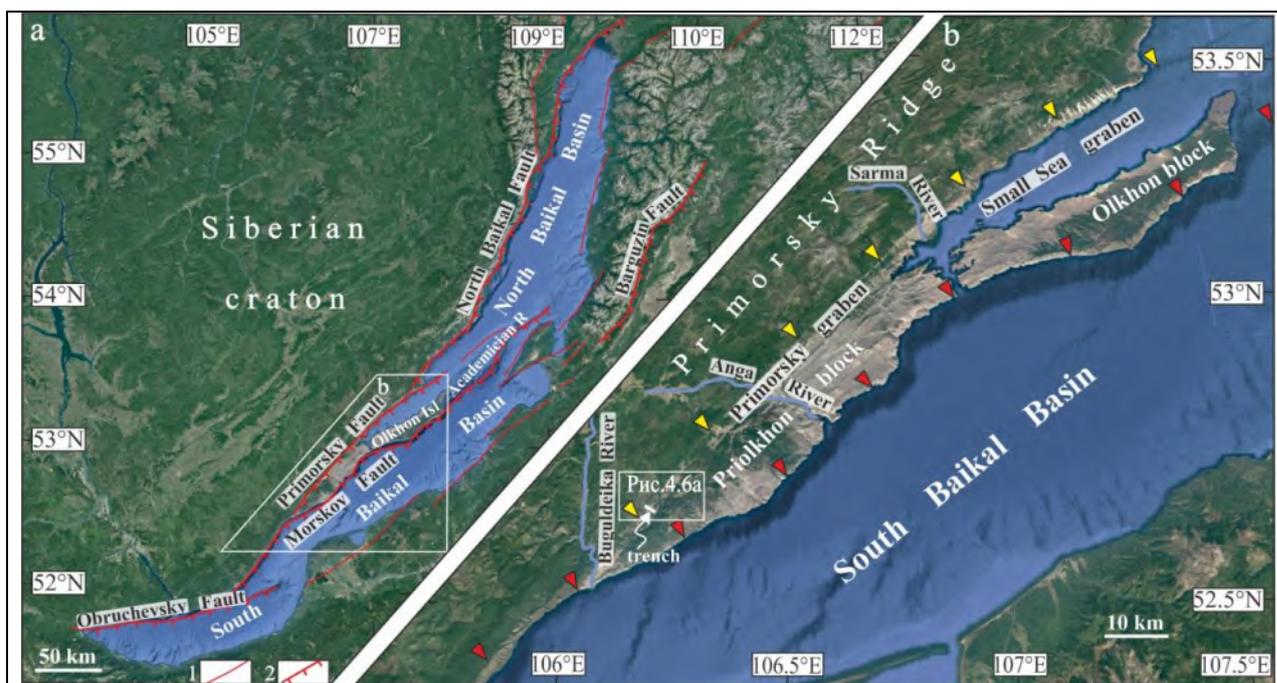


Рис. 4.4. Центральная часть Байкальского рифта (а): 1 - главные активные разломы, 2 - бортовые разломы основных рифтовых впадин; район Приольхонья (б): желтыми и красными треугольниками показаны основные уступы Приморского и Морского разломов, соответственно.

Как сказано выше, седиментологические данные [Mats, 1993; Scholz and Hutchinson, 2000; Цеховский, Леонов, 2007], а также недавние термохронологические исследования [Jolivet et al., 2009] указывают на то, что начало деформаций в Байкальском рифте приходится на поздний мел – палеоген. При этом первые деформации приурочены к Южно-Байкальской и Баргузинской впадинам [Логачев, 2003; Jolivet et al., 2009]. В конце миоцена - раннем плиоцене деформации распространились на север [Hutchinson et al., 1992; San'kov et al., 2000; Petit et al., 2009], и Северо-Байкальская впадина начала формироваться одновременно с возобновлением тектонической активности в пределах Баргузинской впадины [Jolivet et al., 2009]. Распространение деформаций на север БРС происходило одновременно с общим увеличением скорости деформации по всей Центральной Азии [De Grave et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Jolivet et al., 2013b].

Разрастание Байкальского рифта происходит не только от центра к флангам, но и в поперечном направлении. Так, северо-восточный сегмент Приморского разлома (в районе Приольхонья) был реактивирован относительно недавно, благодаря миграции в сторону

Сибирского кратона рифтогенных деформаций. Его реактивация связывается с началом новейшей рифтовой фазы, обозначенной сменой в осадконакоплении в Южно-Байкальской впадине, которая началась не ранее 1 млн лет назад [Klitgord et al. 1993; Agar, Klitgord, 1995; BDP 99..., 2005]. В связи с этим, говоря в данной работе о Приморском разломе, подразумевается именно этот относительно молодой сегмент. Что касается юго-западного сегмента, то он считается частью более древнего бортового разлома (Морского, см. рис. 4.4.), контролирующего опускание Южно-Байкальской впадины на всем протяжении ее развития, как это предложено в работах [Agar, Klitgord, 1995; Scholz and Hutchinson, 2000].

Впадины Байкальского рифта имеют асимметричное строение - с одной стороны (чаще с северо-западной) они ограничены сбросовыми или сбросо-сдвиговыми разломами, контролирующими развитие впадин и выраженными в рельефе крутыми тектоническими уступами, с другой – пликативными деформациями, выраженными в рельефе, как правило, в виде более пологого борта, с сопутствующими более мелкими разрывными нарушениями. При этом наиболее глубокие части депрессий, как правило, смещены к активным северо-западным бортам впадин.

Тектоническое опускание фундамента рифтовых впадин является ведущим фактором развития речной сети и формирования лестницы террас рек, дренирующих прилегающие хребты. При этом интенсивность опускания впадин отражена в изменении скорости вреза речной сети. Наряду с тектоническим контролем вреза и формирования террас, важную роль также играет климатический фактор. Глобальные изменения климата в Северном полушарии в позднечетвертичное время определяли цикличность формирования террас речных долин. Данные о климатических изменениях за позднелейстоцен-голоценовый период представлены в работах по палеоклиматическим исследованиям как для Северного полушария в целом [Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008 и др.], так и конкретно для изучаемого региона [Bezrukova et al., 2010 и др.]. Представленные в данных работах палеоклиматические реконструкции несут в себе детальную информацию о вариациях климата в глобальном и региональном масштабах, которые также могли

послужить толчком к началу формирования или обособления той или иной террасы и изменению скорости вреза дренажной сети.

Вдоль зон главных разломов, контролирующих развитие впадин БРС, сосредоточены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о многочисленных разрывообразующих землетрясениях позднечетвертичного времени [Сеймотектоника..., 1968; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов и др., 2003 и др.]. В некоторых случаях сейсмогенные деформации смещают комплексы террас рек, пересекающих разломы. Такие районы являются ключевыми для понимания временного характера их взаимоотношений и определения скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин, что является одним из актуальнейших вопросов в изучении закономерностей позднекайнозойской эволюции Байкальского рифта.

Распределение скоростей движения по главным разломам Байкальского рифта остается недостаточно изученным. По морфометрическому анализу фасет была дана оценка долговременных (неоген-четвертичных) скоростей опускания впадин северной части Байкальского рифта, которые варьируют для различных разломов от 0.2 до 1.2 мм/год [Petit et al., 2009]. Однако, чтобы охарактеризовать сейсмический потенциал активных разломов, который является основным параметром при оценке сейсмического риска, требуется определение краткосрочных (позднечетвертичных) скоростей смещения по разломам. Оценка скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин северной части Байкальского рифта, представлена в статье [San'kov et al., 2000]. Авторами данной работы были продатированы постледниковые террасы, деформированные разломом Таксимо в западной части Муйской впадины (см. рис. 4.1), и рассчитана минимальная вертикальная скорость смещения за голоцен, которая составила 1.6 мм/год. Авторы экстраполировали возраста террас на другие впадины северной части Байкальского рифта и оценили горизонтальные и вертикальные скорости смещения по главным рифтогенным разломам, при этом прямого датирования деформаций в зонах разломов не проводилось.

Ниже представлены результаты исследований, направленных на оценку скоростей смещения главных активных разломов Байкальского рифта, проведенные под руководством или с участием автора работы. Большинство из них опубликовано в следующих работах [Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2018, 2021; Ritz et al., 2018; Arzhannikova and Arzhannikov, 2019; Аржанникова и др., 2021].

4.3.1.1. Приморский разлом

4.3.1.1.1. Морфотектоническая характеристика

Приморский разлом протягивается на 170 км вдоль западного борта Байкальской впадины в подножье Приморского хребта от р. Бугульдейка на юго-западе до северо-восточного окончания залива Малое Море и дальше уходит в акваторию озера (рис. 4.4 б). Во фронте хребта Приморский разлом представлен ярко выраженными фасетами, высота уступа увеличивается от <100м в ЮЗ части разлома до ~300 м в СВ. Сбросовый уступ осложнен промежуточными ступенями, представленными узкими тектоническими блоками, поверхность которых последовательно опускается в сторону впадины. Если для других бортовых разломов Байкальской впадины висячее крыло находится под водой, то для Приморского разлома фрагмент висячего крыла находится на поверхности и представлен тектонической ступенью, состоящей из Приольхонского и Ольхонского (о. Ольхон) блоков (рис. 4.4 б). Изучение сегментации разломов и осадочных отложений западного борта рифта в Приольхонском районе показало, что вдоль уступа Приморского разлома формируются молодые грабены с максимальной мощностью син-рифтовых осадков в наиболее крупном грабене Малое Море до 200 м [Agar, Klitgord, 1995]. Юго-западным сухопутным продолжением грабена Малое Море является Приморский грабен (рис. 4.4 б). Мощность осадков в грабене минимальна – от нескольких метров в северо-восточной части до практически полного отсутствия в юго-западной части, что свидетельствует о разрастании данной структуры в юго-западном направлении [Agar, Klitgord, 1995]. Приморский грабен осложнен системой более мелких грабенов, развивающихся в его пределах параллельно

основному направлению. При этом самые молодые грабены приурочены к юго-западной его части. Ширина Приморского грабена возрастает с ЮЗ на СВ от 1.5 до 5 км, грабена Малое Море – от 5 до 16 км. Грабен Малое Море заполнен водой с максимальной глубиной 210 м в северной части [Мац и др., 2001]. Ольхонский и Приольхонский блоки имеют шарнирное перекашивание, что указывает на листрический характер Приморского сброса [Плешанов, Ромазина, 1981; Неотектоника..., 1984; Levi et al., 1997]. В настоящее время Приморский разлом является главным западным бортовым разломом центральной части Байкальской впадины, хотя в его висячем крыле накопилось не более 200 метров син-рифтовых осадков [Sherman, 1978; Zonenshain and Savostin, 1981; Mats, 1993; Мац и др., 2001; Agar, Klitgord, 1995].

Лежачее крыло Приморского разлома можно разделить на три геоморфологических сегмента (рис. 4.5 а). Для каждого сегмента характерна разная стадия эрозии уступа. Сегмент 1 представлен наиболее высоким рельефом с равновесными скоростями подъема и эрозии, где сформированы хорошо развитые треугольные фасы со средним уклоном 26° , прорезанные небольшими водотоками (рис. 4.5 б). Профили рек, дренирующих хребет в пределах сегмента 1 (рис. 4.5 а), имеют среднюю длину 4 км и вогнутую форму. Более крупные реки, которые врезаются как в лежачее, так и в висячее крыло разлома, были исключены из анализа, поскольку они отражают более длительную историю, предшествующую формированию уступа. Сегмент 2 характеризуется трапециевидными фасами со средним наклоном 30° , прорезанными оврагами (рис. 4.5 с), что соответствует более ранней стадии развития уступа [Wallace, 1978]. Средняя длина водотоков, дренирующих этот участок уступа, составляет 2 км, а их профили, в основном, имеют прямолинейную форму (рис. 4.5 а). Сегмент 3 характеризуется линейным уступом с наименьшими фасами и средним уклоном 32° (рис. 4.5 d), что соответствует начальному этапу разломообразования [Wallace, 1978]. Профили водотоков имеют среднюю длину 1.1 км и выпуклую форму с заметным увеличением угла наклона в устьевой части (рис. 4.5 а).

Пространственные закономерности развития фасет, длин и крутизны продольных профилей водотоков, свидетельствуют о проращении разлома в юго-западном направлении.

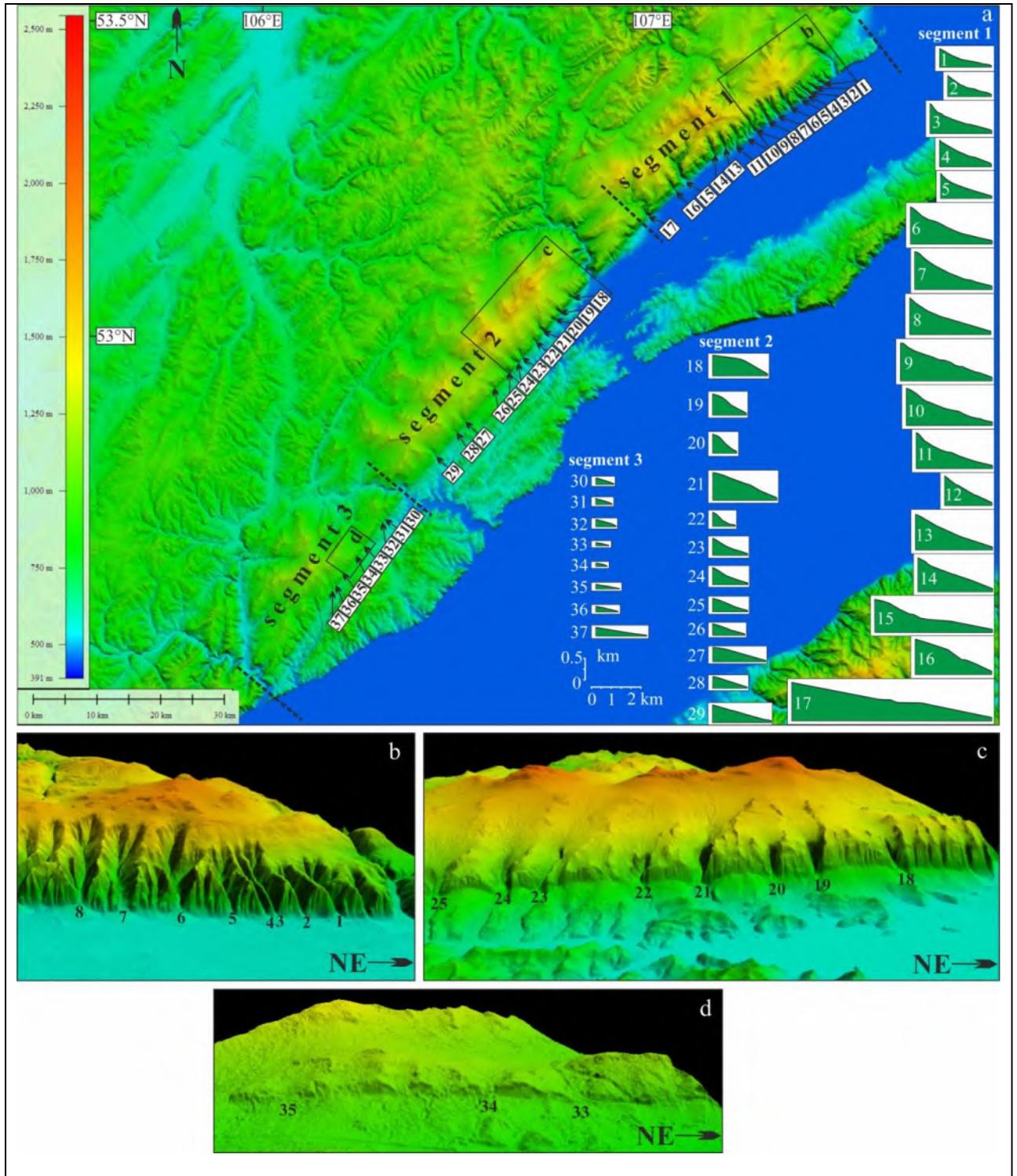


Рис. 4.5. Цифровая модель рельефа (TanDEM-X) Приморского разлома: геоморфологические сегменты с продольными профилями долин рек, дренирующих разломный уступ (а), 3-D модель разломного уступа в пределах разных сегментов (b-d).

Согласно данным инструментальных сейсмологических наблюдений за период с 1950 по 2014 г. [Radziminovich et al., 2013, 2019], область висячего крыла Приморского разлома характеризуется слабой сейсмической активностью. При этом в зоне разлома выделены палеосейсмодислокации, свидетельствующие о проявлении достаточно сильных (с $M > 7$) сейсмических событий в прошлом [Сеймотектоника..., 1968, Сейсмическое районирование..., 1977, Дельянский и др., 1992, Макаров, 1997; Чипизубов и др., 2015]. Наиболее изученная сейсмодислокация расположена на правом берегу р. Сарма в районе ее выхода из ущелья (см. рис. 4.4 б). Она представлена сочетанием рвов и сбросовых уступов северо-восточного простирания в пределах делювиального шлейфа Приморского хребта. Рвы были вскрыты канавами, в результате чего удалось установить возраст деформаций на основании радиоуглеродной датировки погребенного на дне рва кострища древнего человека, он составил 10100 ± 90 лет [Дельянский и др., 1992]. Позднее, в зоне деформаций было выявлено еще одно событие, произошедшее 12-14 тыс. лет назад, а также пересмотрена кинематика данной структуры на взбросо-сдвиговую [Чипизубов и др., 2015].

Юго-восточный борт Приольхонского блока и о. Ольхон контролируется Морским разломом, который соединяется с Приморским в районе р. Бугульдейка (см. рис. 4.4 в). Морской разлом является главной структурой, по которой происходит опускание самой древней и самой глубокой Южно-Байкальской впадины, в его висячем крыле было накоплено свыше 9 км осадков [Scholz and Hutchinson, 2000]. Этот разлом, и в целом вся Южно-Байкальская впадина, проявляют высокую сейсмическую активность на современном этапе. По данным инструментальных наблюдений, большинство очагов землетрясений, зафиксированных в центральной части Байкальского рифта, расположено в Южно-Байкальской впадине, в том числе и крупные события с магнитудами 5-7. Большинство фокальных решений соответствует «рифтовому» механизму с субвертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения, направленной вкост простирания Байкальской впадины [Solonenko et al., 1997; Мельникова, Радзиминович, 1998; Radziminovich et al., 2013, 2019].

Таким образом, если Морской разлом был главной рифтогенной структурой на протяжении всей истории развития Байкальского рифта, то Приморский разлом стал играть роль бортового не ранее 1 млн лет назад. С этим временем связывается начало опускания грабена Малое Море, при этом Ольхонский и Приольхонский блоки перешли из области лежащего крыла Морского разлома в область висячего крыла Приморского разлома [Agar, Klitgord, 1995]. С тех пор раскрытие центральной части Байкала контролируется смещениями по двум крупным разломам – Морскому и Приморскому, при этом вдоль последнего зарождается новая рифтовая впадина, прорастающая в юго-западном направлении.

4.3.1.1.2. Методы

Для оценки скоростей смещения и сейсмического потенциала Приморского разлома был применен комплексный подход, основанный на дистанционном зондировании и полевых исследованиях. Были проанализированы спутниковые снимки (Google Earth), аэрофотоснимки и цифровые модели рельефа TanDEM-X на зону Приморского разлома для определения того, какой сегмент разлома следует исследовать более подробно. Данные TanDEM-X имеют разрешение 12 м в пикселе, и, согласно [Boulton and Stokes, 2018], значения высоты близки к данным GPS, полученным на местности, хотя в районах с высоким рельефом возникают локальные ошибки. Было обнаружено, что данные TanDEM-X нуждаются в некоторой корректировке по сравнению с известной высотой уровня озера Байкал (456 м над уровнем моря), и, соответственно, была применена поправка в 40 м.

Полевые исследования проводились на участке Приморского разлома с наиболее молодыми тектоническими деформациями. Исследования включали анализ топографии, съемку с использованием тахеометра, вскрытие траншеей палеосейсмического уступа, седиментологический анализ отложений у подножия уступа и отбор проб. Для построения детальной цифровой модели рельефа зоны деформаций и определения суммарной амплитуды смещений была проведена топографическая съемка (2164 точки) разломного

уступа на площади $180 \times 160 \text{ м}^2$. Для оценки возраста образования уступа и расчета скорости смещения по разлому вкрест простирания уступа была заложена траншея 5 м длиной. Стратегия отбора проб определялась необходимостью установления нижних и верхних возрастных границ палеоземлетрясений. Были отобраны образцы органических остатков для радиоуглеродного датирования из ключевых горизонтов, предшествующих и последующих разрывообразующим палеосейсмическим событиям. Образцы были проанализированы в Познанской радиоуглеродной лаборатории (Poznan Radiocarbon Laboratory) в Польше, и результаты были откалиброваны по календарному возрасту с помощью CALIB 7.1 [Stuiver et al., 2019] со стандартным отклонением σ_2 .

4.3.1.1.3. Палеосейсмологические исследования

Детальные морфотектонические исследования в пределах зарождающейся рифтовой впадины Ольхонского района позволили выделить зону деформаций, представленных обновленным участком Приморского разлома, который протягивается в виде сбросового уступа, местами осложненного грабенами, на расстояние порядка 30 км от р. Анга до р. Бугульдейка (см. рис. 4.4 б). При детальном рассмотрении зоны пересечения обновленного участка разлома с долинами водотоков, каких-либо признаков сдвиговых деформаций обнаружено не было. Исследования были сфокусированы в пределах небольшого грабена СВ простирания, заложенного в подножье обновленного уступа Приморского разлома, где отчетливо проявлены в рельефе сейсмогенные деформации (рис. 4.6). Грабен имеет длину около 3 км, его ширина уменьшается в ЮЗ направлении от 130 до 25 м (рис. 4.6 б,с). В СВ части грабен заполнен осадками и величину опускания центрального блока установить по морфологии невозможно. Самый молодой участок грабена находится на ЮЗ его окончании и имеет наименьшую амплитуду опускания блока грабена. Осадочных отложений на поверхности блока грабена на этом участке не наблюдается - сразу под почвенным слоем залегает кора выветривания. Эти факты свидетельствуют о разрастании грабена в ЮЗ направлении. На этом обновленном участке разлома были проведены

палеосейсмологические исследования для определения количества, магнитуды и возраста палеосейсмических событий, в результате которых сформировался данный участок грабена, амплитуды накопленного смещения и вертикальной скорости движения по разлому, контролирующему опускание впадины.

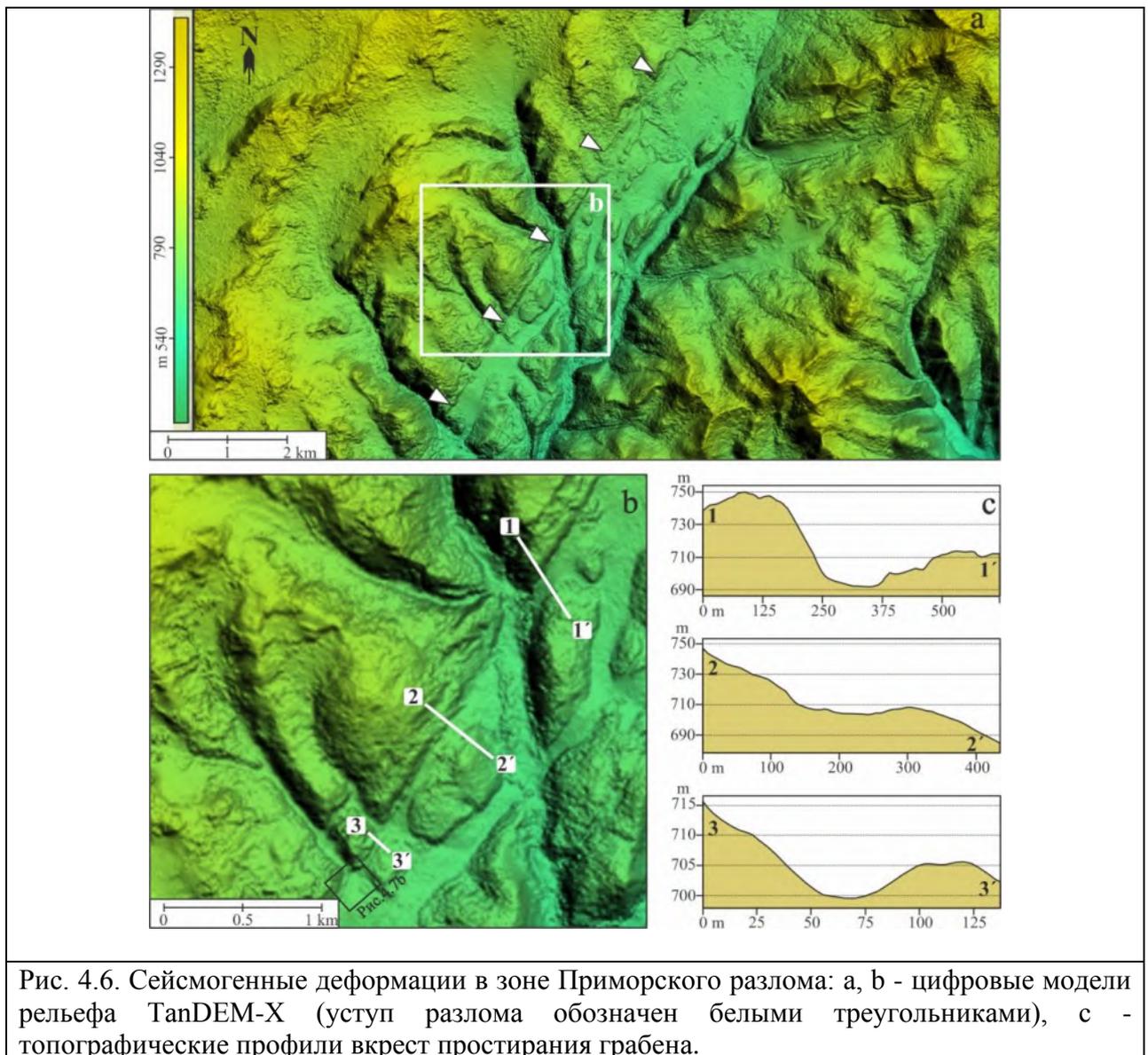


Рис. 4.6. Сейсмогенные деформации в зоне Приморского разлома: а, б - цифровые модели рельефа TanDEM-X (уступ разлома обозначен белыми треугольниками), с - топографические профили вкrest простираия грабена.

Главный сбросовый уступ высотой от 2.4 до 4.5 м заложен в основании делювиального склона в северо-западном борту грабена и деформирует конус выноса временного водотока, стекающего с Приморского хребта. Антитетический приразломный уступ имеет среднюю высоту 1.2-2.2 м от поверхности опущенного блока. В районе пересечения грабеном конуса выноса водотока, где деформации наиболее ярко выражены в

рельефе, была проведена топографическая съемка и построена детальная цифровая модель рельефа (рис. 4.7). Профили 1–4 (рис. 4.7b) были проведены поперек грабена таким образом, чтобы включить все морфотектонические элементы - основной и противоположный уступы разлома и опущенный блок по обе стороны водотока. Геометрический анализ этих профилей позволил определить вертикальное смещение по разлому по разнице высот основного и антитетического уступов, оно составило 1.2 ± 0.3 м (рис. 4.7b).

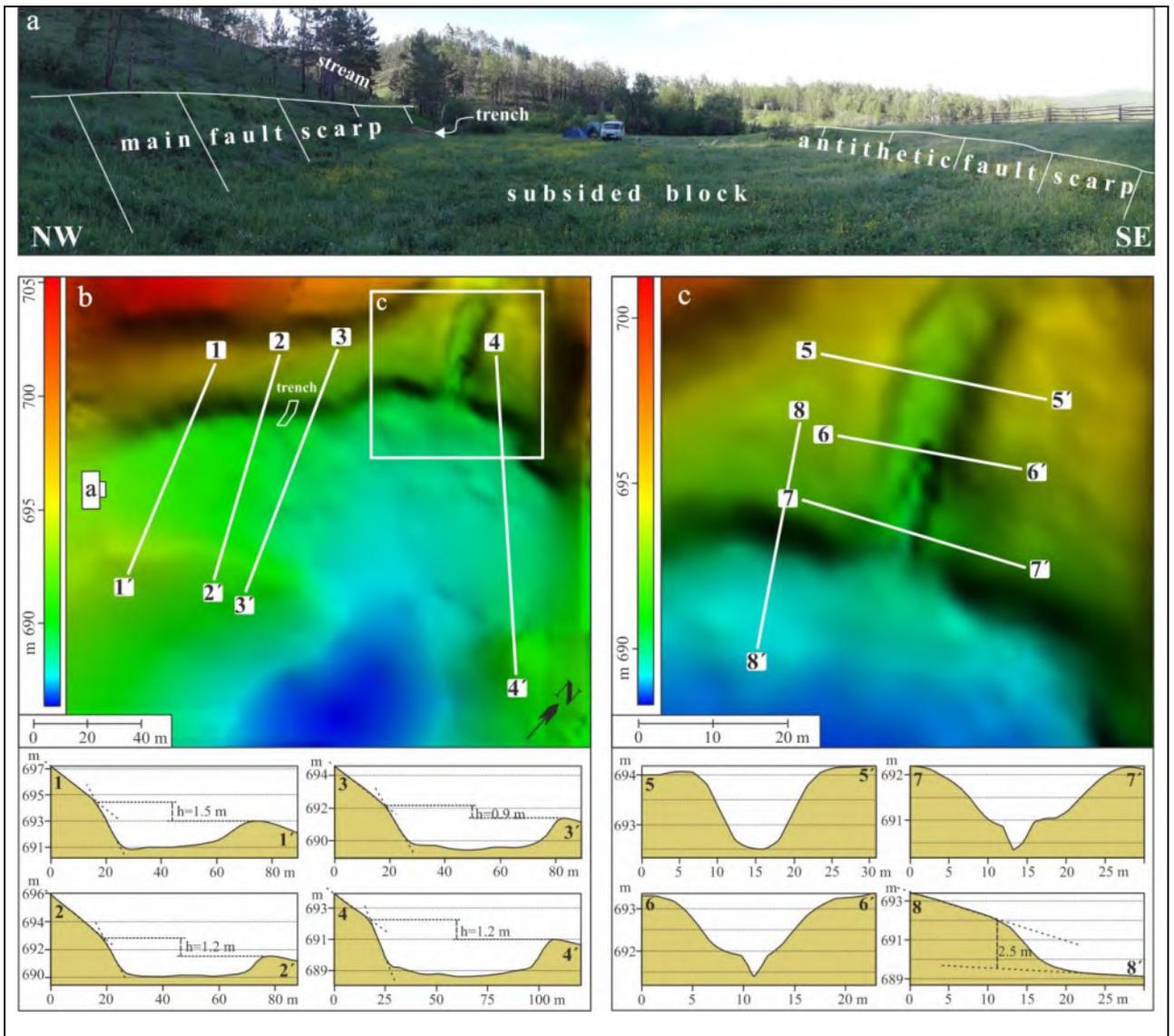


Рис. 4.7. Самая молодая часть Приморского грабена: а - фото; б, с - цифровые модели рельефа исследуемого участка с топографическими профилями вкост простираения грабена (проф. 1-4), вреза временного водотока (проф. 5-7) и уступа основного разлома в районе вреза (8).

Анализ рельефа в месте пересечения разломом конуса выноса временного водотока (рис. 4.7с) позволил выявить морфологические признаки, свидетельствующие о количестве сейсмических событий, в результате которых сформировался обновленный участок основного сбросового уступа. Так, в конусе выноса наблюдается 2 молодых вреза (профили 6 и 7 на рис. 4.7с), каждый из которых начал формироваться после опускания базиса эрозии за счет сбросовой подвижки по основному разлому. Глубина первого вреза в районе уступа составляет 1.2-1.4 м, а второго 0.5-0.7 м (профиль 7 на рис. 4.7с). Высота уступа в районе вреза составляет ~2.5 м (профиль 8 на рис. 4.7с). Глубина разреза, образованного после первого события, составляет примерно половину высоты уступа, в то время как второй врез еще не полностью компенсировал амплитуду второго смещения.

Для оценки возраста формирования молодого грабена и расчета скорости смещения по разлому была пройдена траншея 5 м длиной вкrest простирания основного приразломного уступа (рис. 4.8). В траншее были вскрыты осадки, залегающие наклонно в основании уступа на поверхности опущенного блока грабена. Нижний вскрытый горизонт (6) представлен рыжими каолиновыми глинами с белыми и сиреневыми аморфными включениями (кора выветривания). Небольшой горизонт (5) представлен фрагментарно в верхней части коры выветривания. Он насыщен мелкими фрагментами делювиального материала и гумусовыми включениями. Этот горизонт представляет поверхность опущенного блока до деформации и перекрытия осадками. Выше залегает грубообломочный горизонт темно-серого цвета (4). Обломочный материал заполняет образовавшийся приразломный грабен и имеет форму клина, обращенного широкой стороной к основанию уступа. Обломки угловатые, расположены хаотично, размер обломков от 5 мм до 20 см, заполнение между обломками песчаное с включением фрагментов рыжих глин. Мы интерпретируем этот горизонт, как коллювиальный клин, который формируется после образования приразломного уступа за счет обрушения его бровки. Материал, перемещенный к подножью уступа, обычно образует клиновидное тело, перекрывающее поверхность, существовавшую до сейсмического события [McCalpin, 2009]. Выше наблюдается второй

коллювиальный клин (горизонт 3), залегающий непосредственно на первом. Он также сложен грубообломочным материалом с хаотично расположенными угловатыми обломками такой же размерности. Заполнение между обломками представлено светло-коричневым песком и супесью. В целом второй клин отличается от первого по цвету и более рыхлому состоянию. Второй клин замещается по простиранию горизонтом более мелкозернистых отложений (2), схожих по цвету и составу с заполнителем второго клина. Горизонт представлен супесчано-песчаным материалом светло-коричневого цвета с разноразмерными (максимум до 6 см) угловатыми обломками. Эти отложения, вероятно, являются продуктом размыва второго коллювиального клина. Выше залегает обогащенный органическим веществом делювиальный горизонт (1), формирующийся за счет плоскостного смыва после исчезновения обнаженной поверхности на склоне уступа. В нем также присутствует обломочный материал, однако, обломки редкие и более мелкие, чем в коллювиальных клиньях. Горизонт весь пронизан корнями современных растений и подвержен почвообразовательным процессам.

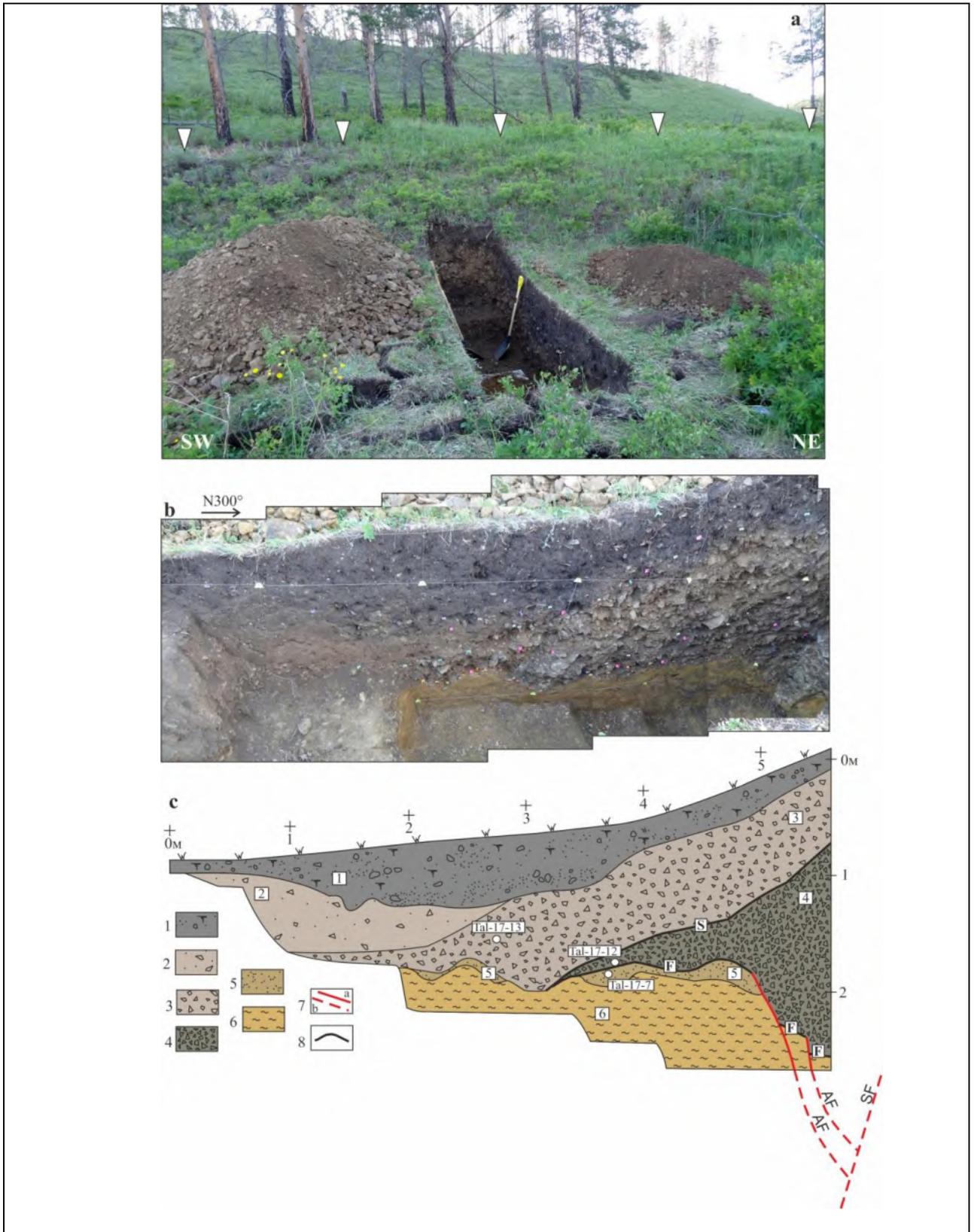


Рис. 4.8. Траншея вкрест простирания основного разломного уступа (показан белыми треугольниками) (а), фотоколлаж (б) и стратиграфическая документация (с) юго-западной стенки траншеи. 1-6 - номера горизонтов, описанных в тексте, 7 - разломы, обнаруженные в траншее (а) и экстраполированные (б): AF - антитетический разлом, SF - синтетический разлом, 8 - событийные горизонты: F - первое событие, S - второе событие. Белыми кружками отмечены места отбора проб на радиоуглеродный анализ.

Два разрыва, падающие в сторону уступа, смещают горизонты 6 и 5 в северо-западной части траншеи. Эти разрывы представляют собой антитетические сбросы, которые на глубине взаимодействуют с основным синтетическим разрывом (рис. 4.8 с). Антитетические разломы обычно располагаются в центральной части уступа [McCalpin, 2009], и нам не удалось дойти до него траншеей. Крупнозернистый материал первого коллювиального клина (горизонт 4) заполняет небольшой приразломный грабен и представляет собой первые отложения после первого палеосейсмического события. Точно так же второй коллювиальный клин (горизонт 3) представляет собой первые отложения после второго палеосейсмического события (рис. 4.8 с).

Калиброванный радиоуглеродный возраст образцов расположился в стратиграфическом порядке. Образец Tal-17-7 с возрастом 2431-2722 cal years BP был отобран в горизонте 5 (рис. 4.8 с), который представлял собой поверхность до начала формирования уступа. Соответственно, этот образец представляет максимальный возраст формирования грабена. Образец Tal-17-12 с возрастом 1306-1404 cal years BP был отобран в нижней части горизонта 4, представляющего первый коллювиальный клин, и, таким образом, фиксирует дату после первого палеосейсмического события. Эта же дата одновременно предшествует второму палеосейсмическому событию. Третий образец Tal-17-13 с возрастом 974-1152 cal years BP расположен в теле второго коллювиального клина, который отложился после второго события. Таким образом, он представляет минимальный возраст второго события.

Разделив накопленную величину вертикального смещения между поверхностями основного и антитетического уступов (1.2 ± 0.3 м) на возраст образца Tal-17-7 (2431-2722 cal years BP), получаем минимальную скорость смещения по изучаемому сегменту Приморского разлома, которая составила 0.5 ± 0.1 мм/год за последние ~2.5 тыс. лет. Максимальная скорость опускания по разлому вычисляется из отношения того же вертикального смещения к возрасту образца Tal-17-12 (1306-1404 cal years BP) и составляет 0.9 ± 0.2 мм/год. Поскольку образец Tal-17-12 отобран в самой нижней части первого коллювиального клина,

мы полагаем, что возраст первого события максимально приближен к датировке 1306-1404 cal years BP и, соответственно, реальная скорость смещения по разлому приближена к максимальной.

4.3.1.1.4. Обсуждение результатов

По анализу рельефа и седиментологическому анализу осадков в основании главного приразломного уступа было установлено два сейсмических события, ответственных за его формирование. Примерно равный объем материала в двух коллювиальных клиньях свидетельствует о том, что уступ при каждом событии обнажался на одинаковую высоту и, соответственно, землетрясения имели примерно одинаковую магнитуду. Об этом же свидетельствует и глубина вреза, сформированного после первого события, которая составляет примерно половину высоты уступа. Если смещение по разлому при каждом событии было примерно одинаковым (т.е. ~ 0.6 м), то его деление на максимальную скорость смещения (т.е. 0.9 мм/год), которую мы считаем близкой к реальной, дает средний период повторяемости таких землетрясений в 667 лет. Магнитуда этих событий, согласно уравнению зависимости магнитуды от амплитуды смещения для сбросовых разломов [Wells and Coppersmith, 1994] составляла 6.6 ± 0.4 . Поскольку за образование молодого грабена отвечают два землетрясения примерно равной магнитуды, такие события могут считаться характеристичными для данного сегмента Приморского разлома, что, однако, не исключает возможности продуцирования разломом более мощных землетрясений в прошлом и, возможно, в будущем.

Можно ли говорить о том, что полученные вертикальные скорости смещения по изученному самому молодому сегменту Приморского разлома соответствуют скоростям опускания по Приморскому разлому в целом? В работе [Nicol et al., 2006] на примере рифта Таупо (Taupo Rift) в Новой Зеландии показано, что скорости смещения за последние 18 тыс. лет по 25 сбросовым разломам, расположенным в пределах рифта, варьируют. При этом указано, что скорости становятся более стабильными при увеличении длин разломов, и что

крупные структуры, представляющие границы между плитами, показывают наименьшую вариабельность в значениях скоростей смещения, чем структуры, состоящие из нескольких взаимодействующих элементов [Nicol et al., 2006]. В нашем случае Приморский разлом представляет плитную границу и является одной из крупнейших структур, контролирующей опускание впадин Байкальского рифта. Грубо рассчитанная скорость опускания самого древнего участка, контролируемого Приморским разломом, - грабена Малое Море, исходя из высоты уступа в этом районе (~300 м), глубины воды (~200 м) и мощности осадочных отложений (~200 м) за 1 млн лет существования грабена составляет ~0.7 мм/год. Это значение сопоставимо с максимальной скоростью смещения, определенной в этой работе для небольшого сегмента Приморского разлома, которую мы считаем приближенной к реальной (0.9 ± 0.2 мм/год), за последние ~2.5 тыс. лет. Таким образом, вертикальная скорость смещения по наиболее молодому сегменту Приморского разлома может характеризовать скорость смещения по Приморскому разлому в целом.

Применима ли данная скорость для Морского разлома, который контролирует опускание самой древней и самой глубокой Южно-Байкальской впадины, начиная с палеоцена? По данным GPS измерений скорости смещения Ольхонского и Приольхонского блоков в юго-восточном направлении относительно Сибирской платформы идентичны скоростям раскрытия Южно-Байкальской впадины и составляют 1-1.5 мм/год [Sankov et al., 2014] (рис. 4.9). Грубый расчет средней скорости опускания Южно-Байкальской впадины на ~10 км [Scholz and Hutchinson, 2000] с начала палеоцена составляет ~0.15 мм/год. Однако двухстадийная история развития Байкальского рифта свидетельствует о более медленных скоростях опускания впадин в стадию «медленного рифтинга», длившуюся до позднего миоцена [Логачев, 2003 и др.]. Скорости опускания в стадию «быстрого рифтинга» также варьировали. Так, в работах [Colman et al., 2003; BDP-99..., 2005] представлены свидетельства более быстрого опускания Южно-Байкальской впадины в течение последних 650-710 тыс. лет, основанные на смене мелководных осадков в дельтовых отложениях р. Селенги на относительно мелкозернистые глубоководные отложения. По расчетам авторов

работы [Colman et al., 2003], скорость опускания должна быть значительно выше, чем ~ 0.4 мм/год. Таким образом, рассчитанная для Приморского разлома скорость в 0.9 ± 0.2 мм/год может быть применима и для Морского разлома, как минимум, для последних 650 тыс. лет.

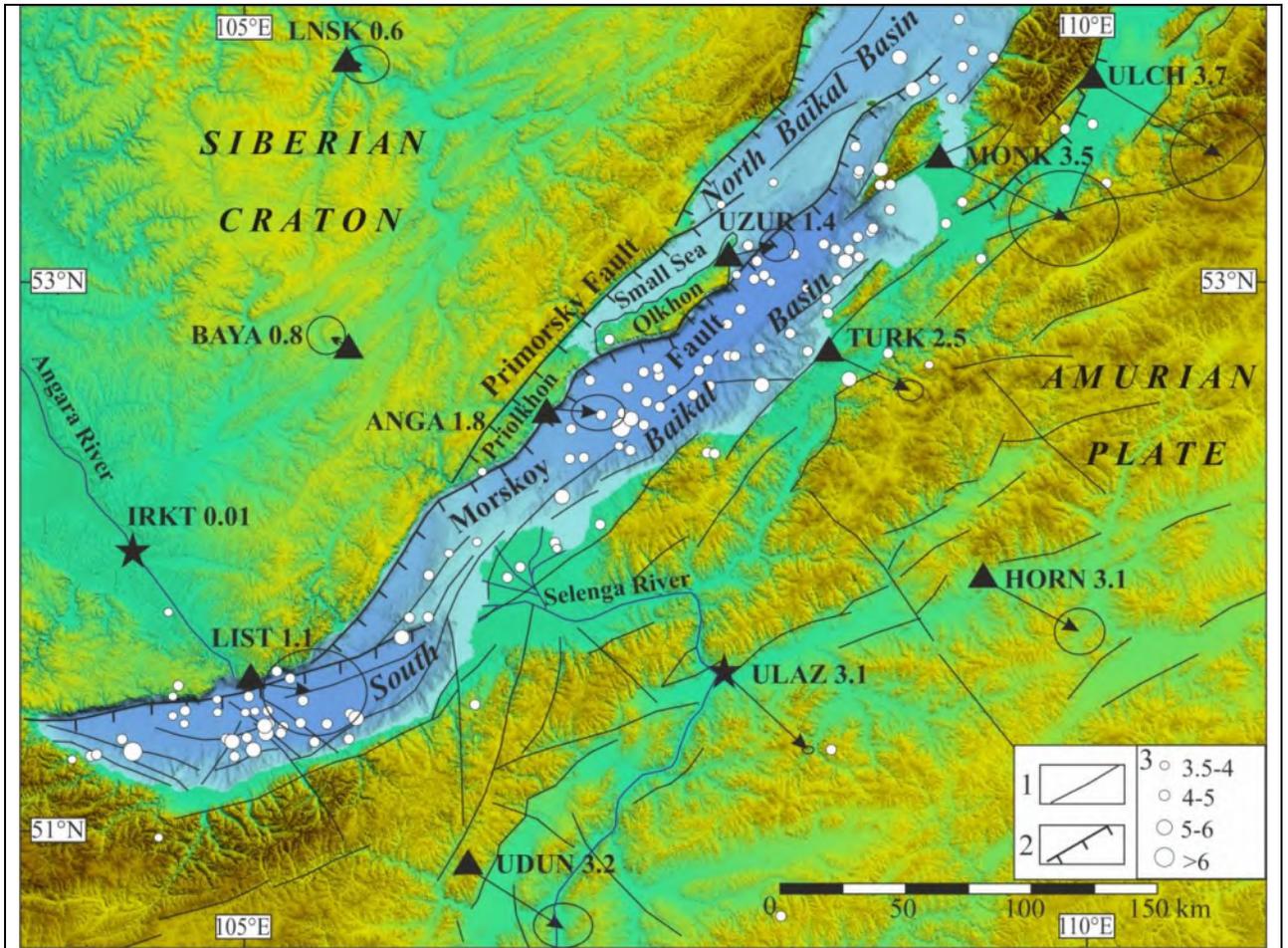


Рис. 4.9. Сейсмичность с 1950 по 2019 г. с $M \geq 3.5$ [<https://earthquake.usgs.gov>] и горизонтальные скорости, измеренные с помощью GPS относительно Евразии по данным [Sankov et al., 2009; 2014; Likhnev et al., 2010] для Байкальского региона. 1- Основные активные разломы по [Levi et al., 1997]; 2 - бортовые разломы основных рифтовых впадин; 3 - эпицентры землетрясений заданного диапазона магнитуд. Батиметрия озера Байкал построена по данным, полученным благодаря INTAS 2002 г. [<http://www.lin.irk.ru/intas>].

Для сравнения геологических вертикальных скоростей смещения по разлому с горизонтальными геодезическими скоростями, была использована модель, базирующаяся на соотношении $h = v/\tan(d)$, где h и v – горизонтальное и вертикальное смещения, соответственно, а d - угол падения разлома [Friedrich et al., 2003]. Для этой модели, если угол падения разлома составляет 45° , то предполагаемые горизонтальные скорости будут такими

же, как и вертикальные. Для разломов с падением 30° и 60° скорость горизонтального смещения на 70% выше или на 40% ниже вертикальной скорости, соответственно. Согласно данным многоканального сейсмопрофилирования, угол падения Морского разлома в верхней части составляет $60-70^\circ$ и с глубиной становится более пологим [Hutchinson et al., 1992; Sankov et al., 2014]. При углах падения в 60° геологическая скорость вертикального смещения в ~ 0.9 мм/г соответствует горизонтальной геодезической скорости в 0.54 мм/г, что ниже скоростей раскрытия Южно-Байкальской впадины в 1-1.5 мм/год, измеренных по данным GPS [Sankov et al., 2014]. Поскольку в раскрытии Южно-Байкальской впадины участвует, кроме Морского, ряд других разломов, то скорость раскрытия впадины должна распределяться между всеми разломами. Невозможно точно оценить, какой вклад в раскрытие впадины вносит именно Морской разлом, но при вертикальной скорости смещения по нему в ~ 0.9 мм/г, вклад должен быть минимум 1/2-1/3. Для зарождающейся рифтовой впадины, где доминирующая роль в раскрытии грабенов Приморского и Малое Море принадлежит Приморскому разлому, геодезические скорости (0.6–1 мм/год относительно прилегающей части Сибирской платформы, см. рис. 4.9) лучше коррелируют с геологической скоростью вертикального смещения по разлому, но все же выше. Более высокие геодезические скорости по сравнению с геологическими для Приморского разлома можно объяснить как вкладом других разломов в раскрытие впадины, так и изменчивостью во времени скорости накопления межсейсмических упругих деформаций.

Поскольку грабены Малое Море и Приморский характеризуются более слабой современной сейсмичностью (малое количество эпицентров, и магнитуды не превышают 3.5) по сравнению с Южно-Байкальской впадиной, где за инструментальный период происходили землетрясения с магнитудой ≥ 6 [Radziminovich et al., 2013; 2019] (рис. 4.9), то при сопоставимых скоростях раскрытия впадин можно предположить, что в зоне Приморского разлома накапливается напряжение, которое должно реализоваться в землетрясении с магнитудой около 6.6 – таком же, как два произошедших события за последние 1300-1400 лет в пределах Приморского грабена.

4.3.1.1.5. Выводы

Детальные морфотектонические и палеосейсмологические исследования на одном из самых молодых грабенов в пределах зарождающейся рифтовой впадины Ольхонского района позволили установить, что возраст данной структуры близок к датировке 1306-1404 cal years BP.

На основании возраста деформаций и амплитуды смещения рассчитаны минимальная и максимальная скорости смещения по Приморскому разлому за последние ~2.5 тыс. лет, которые составили 0.5 ± 0.1 и 0.9 ± 0.2 мм/г, соответственно. При этом стратиграфическое положение продатированных образцов в осадочном разрезе свидетельствует о том, что максимальная скорость смещения близка к реальной. Она сопоставима с грубо рассчитанной скоростью опускания грабена Малое Море за 1 млн лет и может характеризовать скорость смещения по Приморскому разлому в целом.

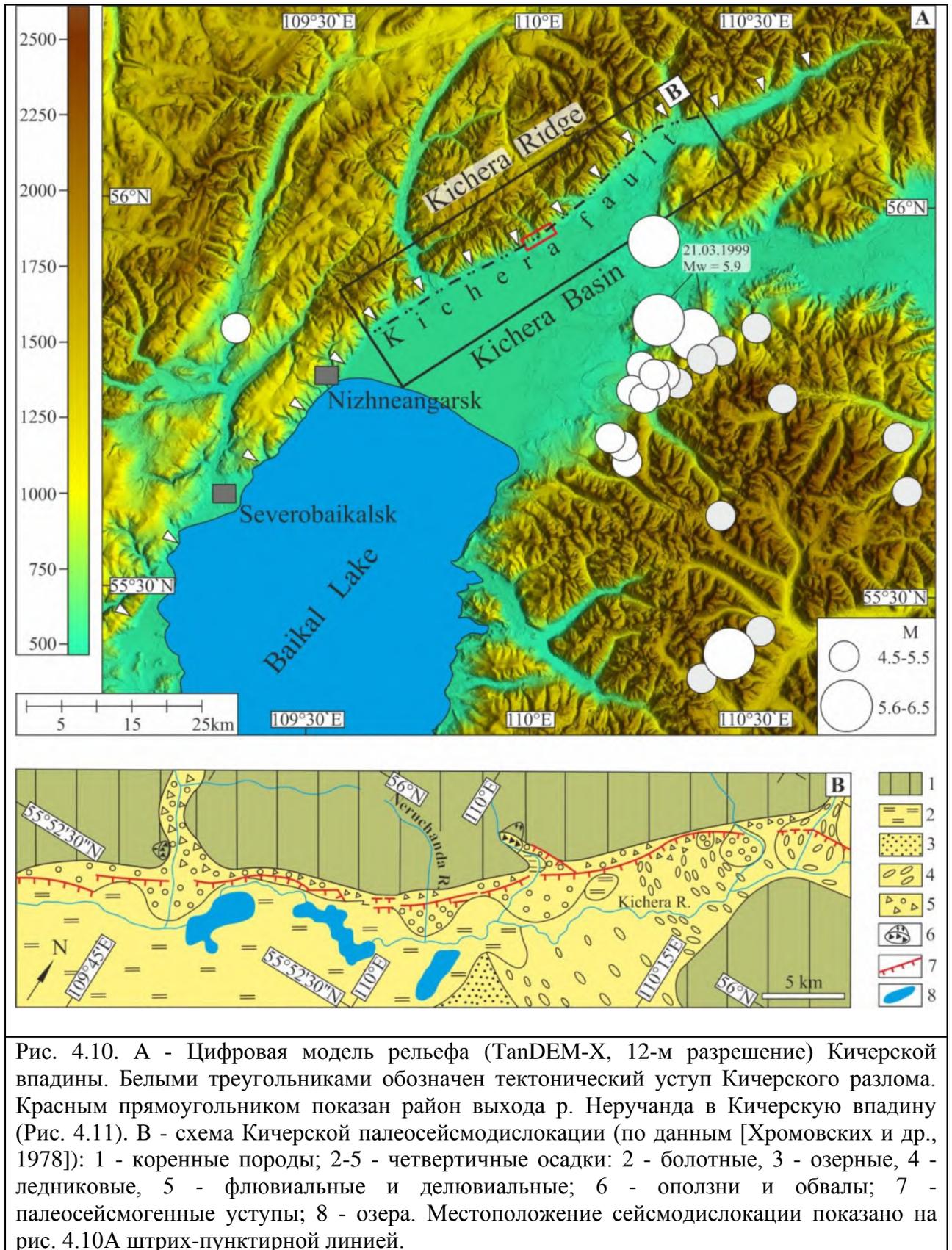
Исходя из глубины, возраста и истории развития самой глубокой Южно-Байкальской впадины, геологическая скорость смещения в ~0.9 мм/г может быть применима и для Морского разлома, контролирующего ее опускание, как минимум, за последние 650 тыс. лет.

Полученные палеосейсмологические данные, совместно с анализом современной сейсмичности и данными о горизонтальных геодезических скоростях, указывают на то, что в зоне Приморского разлома накапливается напряжение, которое может реализоваться в землетрясении с магнитудой ~6.6. На исследуемом участке разлома события такой силы произошли дважды за последние ~1.4 тыс. лет.

4.3.1.2. Кичерский разлом

Кичерский разлом контролирует развитие Кичерской впадины на Северо-Восточном фланге Байкальского рифта, которая является сухопутным продолжением Северо-Байкальской впадины (рис. 4.10, см. местоположение на рис. 4.1.). В зоне Кичерского разлома на протяжении около 100 км наблюдаются сейсмогенные разрывы, деформирующие позднеплейстоцен-голоценовые формы рельефа, что свидетельствует о высоком

сейсмическом потенциале данной структуры. Вдоль зоны Кичерского разлома расположено несколько населенных пунктов, наиболее крупный из которых г. Северобайкальск с населением ~24 тыс. человек. Определение скоростей смещения по Кичерскому разлому имеет большое значение не только для понимания плейстоцен-голоценовой эволюции впадин Байкальского рифта, но и для оценки сейсмического риска Северо-Байкальского региона. Палеосейсмогеологические исследования, проведенные ранее в зоне Кичерского разлома [Хромовских и др, 1978, Солоненко и др., 1985; Чипизубов, 1982; Имаев и др., 2006; Смекалин и др., 2007], позволили выделить ряд палеосейсмодислокаций, изучить их структуру и рассчитать из их параметров магнитуды палеоземлетрясений. При этом определения их возрастов, оценки скорости движения по разлому и повторяемости сильных землетрясений, в виду недоступности материалов для датирования на момент изучения, не проводилось.



Мы сфокусировали свои исследования на районе пересечения Кичерского разлома с выходом р. Неручанда из Кичерского хребта во впадину (см. местоположение на рис. 4.10), где сохранилась лестница террас, являющаяся прекрасным морфологическим репером при

расчете скоростей смещения по разлому, при условии, что можно датировать террасы. В задачи исследований входило датирование ключевых террас методом *in situ produced* ^{10}Be depth profiles, определение амплитуд и оценка скоростей смещения по Кичерскому разлому. Также были проведены палеосейсмологические исследования, включающие морфотектонический анализ зоны деформаций и вскрытие траншеей сейсмогенного разрыва для определения параметров палеоземлетрясений и интервала их повторяемости.

4.3.1.2.1. Тектоническая характеристика района исследований

Впадины Северо-Восточного фланга Байкальского рифта заложены в осевой зоне Станового поднятия и протягиваются на 600 км на СВ от северной оконечности Байкала (см. рис. 4.1). Границы рифтовых впадин расположены косо по отношению к линейным складкам фундамента, что свидетельствует о происхождении впадин Северо-Восточного фланга Байкальского рифта исключительно за счет новейших рифтогенных процессов [Зорин, 1971]. Впадины являются грабенами или полуграбенами, развитие которых контролируется разломами СВ простирания. Кичерская впадина (рис. 4.10) является наиболее древней из Впадин Северо-Восточного фланга Байкальского рифта, ее возраст оценивается в 6.6 млн лет [San'kov et al., 2000]. Мощность осадочных отложений Кичерской впадины по данным сейсмического профилирования достигает 4.4 км, при этом максимальная глубина фундамента тяготеет к северо-западному борту впадины [Hutchinson et al., 1992]. Прилегающий Кичерский хребет возвышается над днищем впадины максимально на 1,8 км, что в сумме дает амплитуду рифтогенного опускания фундамента в 5,9 км. При этом скорость опускания впадины со временем менялась. Анализ истории опускания впадины показывает импульс погружения, связанный с большим увеличением поступления осадков в середине плиоцена - в начале необайкальского этапа [Moore et al, 1997].

Северо-Восточный фланг Байкальского рифта характеризуется высокой сейсмической активностью. Магнитуды современных землетрясений в пределах фланга достигают 7.6 (Муйское землетрясение 27.06.1957), что является максимальным для всего Байкальского

рифта. Механизмы наиболее крупных землетрясений показывают преобладание сбросовых подвижек по плоскостям северо-восточного простирания с добавлением левосдвиговой компоненты по субширотным и северо-западным разрывам [Radziminovich et al., 2013]. Механизмы очагов землетрясений, а также геолого-структурные данные отражают геодинамический режим юго-восточного растяжения, характерный для необайкальской истории развития Северо-Восточного фланга Байкальского рифта [Petit et al., 1996; Леви и др., 1996, Солоненко и др., 1993; Melnikova, Radziminovich, 1998].

В Кичерской впадине в 1999 году была зафиксирована мощная серия землетрясений, два наиболее крупных события имели магнитуды M_w 5.9 (Global CMT Project (www.globalcmt.org)) (рис. 4.10А). Сейсмологические исследования показывают, что деструкция земной коры контролировалась разломом северо-восточного простирания, ограничивающим юго-восточный борт Кичерской депрессии. Механизмы очагов форшоков, сильных событий и афтершоков показывают преимущественно сбросовый тип подвижек по плоскостям субширотного и СВ простирания [Мельникова и др., 2007]. Что касается Кичерского разлома, то за инструментальный период наблюдений к его зоне приурочены лишь мелкие очаги землетрясений с магнитудой меньше 4.5 [Radziminovich et al., 2013]. При этом вдоль всей зоны Кичерского разлома наблюдаются следы крупных палеоземлетрясений, выраженные деформациями в рыхлых отложениях склонов и конусов выноса северо-западного борта впадины.

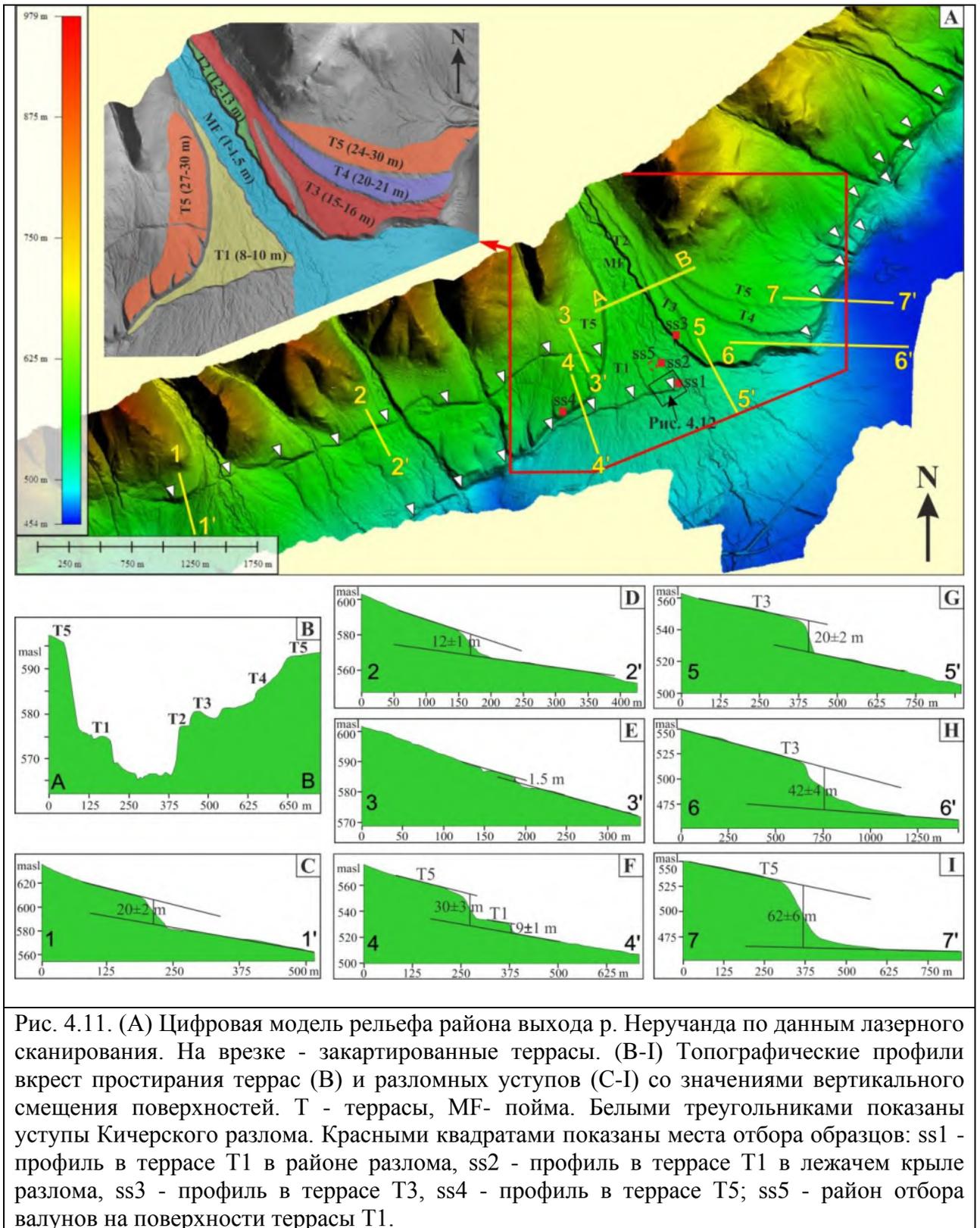
По данным предыдущих палеосейсмологических исследований [Хромовских и др., 1978, Чипизубов, 1982, Солоненко и др., 1985] Кичерская палеосейсмодислокация имеет протяженность не менее 50 км и представлена серией сбросовых уступов параллельных, чередующихся или кулисообразно подставляющих друг друга (рис. 4.10В). Уступы деформируют как самые молодые отложения первых террас рек, выходящих из хребта во впадину, так и более древние отложения высоких террас и делювиального склона Кичерского хребта. Высота уступов увеличивается от нескольких метров на нижней террасе до 20-60 м на более высоких. Основываясь на предположении, что 4-6 – метровые уступы,

деформирующие конусы выноса рек на протяжении 26 км, являются результатом одноактного землетрясения, была вычислена магнитуда этого события ~ 7.3 [Хромовских и др., 1978, Чипизубов, 1982, Солоненко и др., 1985]. Более поздние палеосейсмологические исследования в зоне Кичерского разлома, с использованием лазерного сканирования и тренчинговых работ, позволили уточнить высоту наиболее молодых сейсмогенных уступов (до 10-12 м) и доказать многоактность событий, сформировавших данные структуры [Имаев и др., 2006; Смекалин и др., 2007]. В результате тренчинга авторами выделено 13 разрывных нарушений с амплитудами сбросового смещения 0.5-0.7 м, которые они объединили в группы, соответствующие 3-4 палеоземлетрясениям. Последнее разрывообразующее событие, зафиксированное авторами, имело суммарную амплитуду 2.5-3 м, что, согласно [Wells and Copersmith, 1994], соответствует магнитуде землетрясения $M \sim 7$ [Смекалин и др., 2007].

4.3.1.2.2. Морфотектонический анализ района выхода р. Неручанда из хребта во впадину

Мы провели детальный морфотектонический анализ в месте пересечения террас р. Неручанда с молодым тектоническим уступом Кичерского разлома. Террасы реки Неручанда на выходе из хребта во впадину врезаны в отложения собственного конуса выноса (рис. 4.11). Все террасы прослеживаются только в относительно поднятом крыле разлома. Террасовые площадки расширяются в сторону впадины и обрываются на уровне сбросового уступа. Абсолютная высота террас уменьшается в сторону впадины. Русло реки представлено серией постоянных и временных водотоков, врезанных в отложения высокой поймы на 1-1.5 м. Первая терраса (Т1) высотой 8-10 метров (здесь и далее высота террас дается относительно современного уреза реки) представлена только в правом борту долины. Поверхность террасы осложнена эрозионными врезами временных водотоков глубиной до 2 м. Эрозионные врезы на поверхности Т1 прослеживаются как в поднятом, так и в опущенном крыльях разлома, при этом какого-либо горизонтального смещения эрозионных ложбин на

уровне уступа не наблюдается. Терраса Т2 высотой 12-13 метров прослеживается только в левом борту долины узкой полосой и выклинивается в юго-восточном направлении, не пересекаясь с тектоническим уступом. Терраса Т3 высотой 15-16 м также наблюдается только в левом борту долины. Ее поверхность довольно широкая и осложнена эрозионными врезами бывших водотоков глубиной до 2,5 м. Терраса Т4 высотой 20-21 м, так же прослежена только в левом борту. На ее поверхности наблюдаются небольшие врезы современных временных водотоков, стекающих с южного склона делювиально-пролювиального предгорного шлейфа. Терраса Т5 наблюдается как в левом, так и в правом бортах долины. Высота этой террасы заметно уменьшается по направлению к впадине и меняется от 30 м (в обоих бортах долины) до 27 м в правом борту и 24 м в левом. Поверхность этой террасы также осложнена врезами современных временных водотоков, дренирующих делювиально-пролювиальный предгорный шлейф.



Кичерский разлом в районе выхода р. Неручанда представлен несколькими сбросовыми уступами, деформирующими комплекс террас с различной амплитудой (рис. 4.11 С-І). При детальном дистанционном и полевом морфологическом изучении мест пересечения разломом постоянных и временных водотоков горизонтального смещения

выявлено не было. Юго-западнее долины р. Неручанда наблюдается два параллельных уступа с простиранием $N70^\circ$. Один из них, расположенный ближе к подножью склона, деформирует предгорный шлейф, конусы выноса водотоков и самую верхнюю террасу (Т5) р. Неручанда. Вертикальная амплитуда смещения по данному сегменту разлома уменьшается в СВ направлении от 20 до 1.5 м (рис.4.11 С,D,E). Второй уступ, расположенный ниже по склону, деформирует как предгорный шлейф, так и террасированный конус выноса р. Неручанда. Средняя амплитуда смещения для террасы Т1 составляет 9 ± 1 м, для террасы Т3 – 20 ± 2 м, для террасы Т5 – 30 ± 3 м (рис.4.11 F,G). К северо-востоку от долины р. Неручанда Кичерский разлом меняет свое простирание на $N30^\circ$. На этом участке он также местами разделяется на два параллельных уступа с общей амплитудой вертикального смещения 42-62 м (рис.4.11 H,I).

Мы провели детальное топографическое картирование самого молодого тектонического уступа, деформирующего террасу Т1. С помощью электронного тахеометра было измерено 751 топографическая точка и построена цифровая модель рельефа на площадь 200×140 м² (рис.4.12 А, см. местоположение на рис. 4.11А). Смещение в районе бровки террасы распределяется по трем разрывам (F1-F3) с различными амплитудами, которые сходятся в западном направлении в единый 6.7-метровый уступ (профили 1-1' и 2-2' на рис.4.12 А). Деформации по разлому F3, с минимальной амплитудой смещения и формированием неглубокого рва вдоль разлома, наиболее ярко выражены в рельефе (рис.4.12 В), и соответствуют последнему палеоземлетрясению. Для изучения внутренней структуры, определения амплитуды смещения и возраста последнего палеоземлетрясения была произведена зачистка уступа террасы в месте ее пересечения с разломом и заложена траншея вкост простирания сейсмогенного рва.

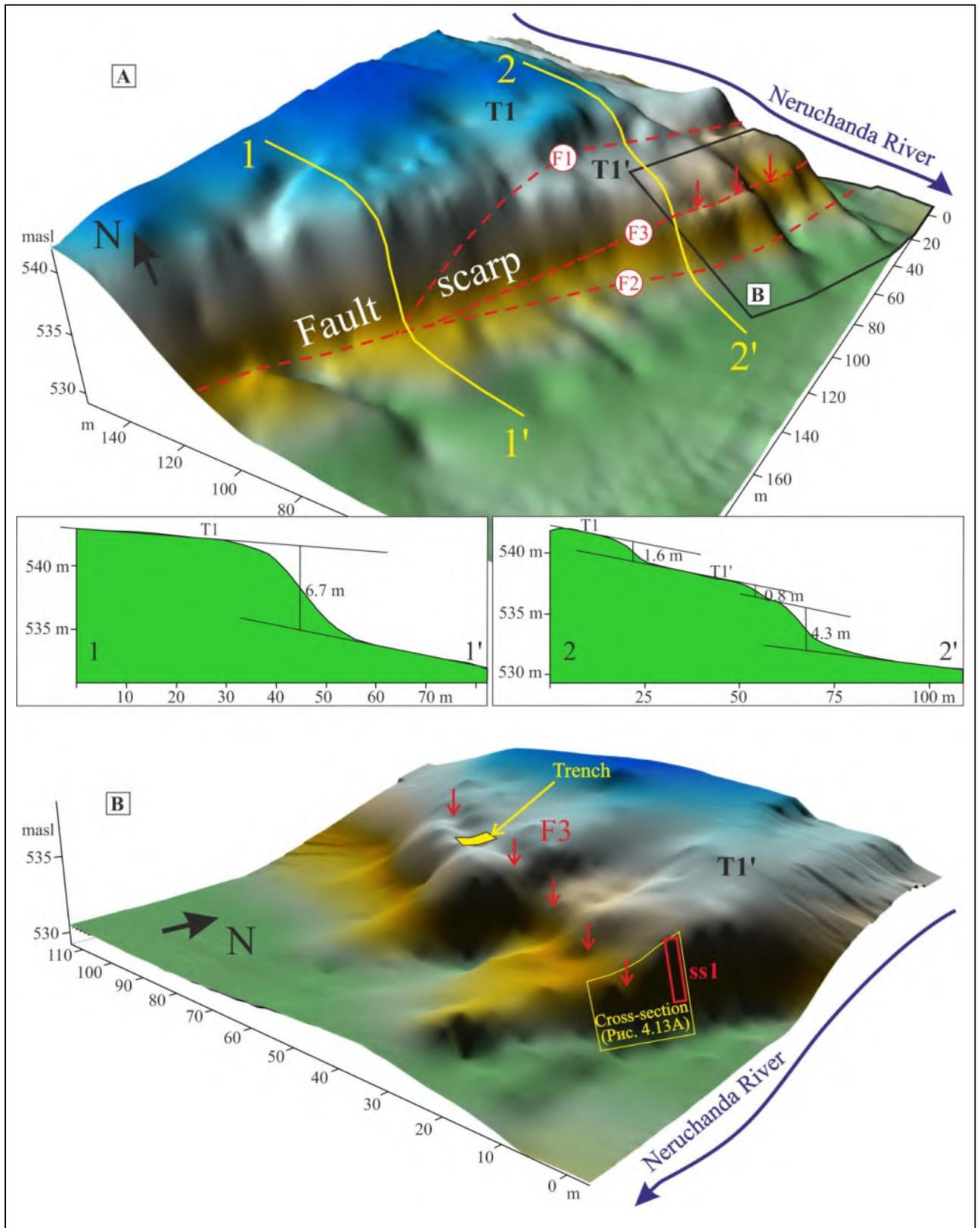


Рис. 4.12. Цифровая модель рельефа деформированной террасы Т1 с топографическими профилями. Разломы показаны красными пунктирными линиями. Красные стрелки показывают самое молодое смещение, образовавшееся при последнем сейсмическом событии. ss1 - место отбора проб по профилю в террасе Т1'. Желтым прямоугольником обозначена траншея, заложенная вкрест простирания разлома.

4.3.1.2.3. Палеосейсмологические исследования

Зачистка террасы простирается С-Ю имеет 3.7 м в высоту и 6 м в длину и вскрывает аллювиальные и склоновые отложения (рис.4.13). В центральной части зачистки отложения деформированы разломом F3 - южное крыло разлома опущено относительно северного. В разрезе выделяется несколько горизонтов. В верхней части разреза почвенный горизонт I имеет мощность от 0.2 м в поднятом крыле разлома и до 0.5 м - в опущенном. Верхняя часть горизонта представлена дерновым слоем, ниже - коричневыми супесчаными почвами. Горизонт II представлен средне-окатанным валунно-галечным материалом с преобладанием валунов 15-20 см в диаметре. Заполнитель светло-коричневого цвета, песчаный, с примесью вышележащих супесей. Генезис этих отложений - склоновый, они состоят из переотложенного аллювия и субаэральных супесей. Мощность горизонта как в поднятом, так и в опущенном крыле разлома около 1 м, что свидетельствует о том, что смещение по разлому произошло после отложения данного горизонта. Ниже залегает горизонт III, представленный промытыми сероцветными мелкогалечно-гравийными отложениями с включением валунов разного размера, максимум до 0.6-0.7 см в диаметре - русловой аллювий. В верхней части горизонта преобладает более мелкая фракция, валуны сосредоточены, в основном, в нижней его части. Окатанность валунов средняя, более мелкий материал окатан слабее. Видимая мощность горизонта III в поднятом крыле разлома составляет 2.5 м, в опущенном – 1.5 м. Нижняя граница горизонта зачисткой не вскрыта. Отложения горизонта II заполняют трещину шириной около 1.5 м в зоне разрыва, образовавшуюся в момент землетрясения. Граница между горизонтами 2 и 3 четко выражена, и ее можно использовать как репер для определения амплитуды вертикального смещения, которая составила 1 м.

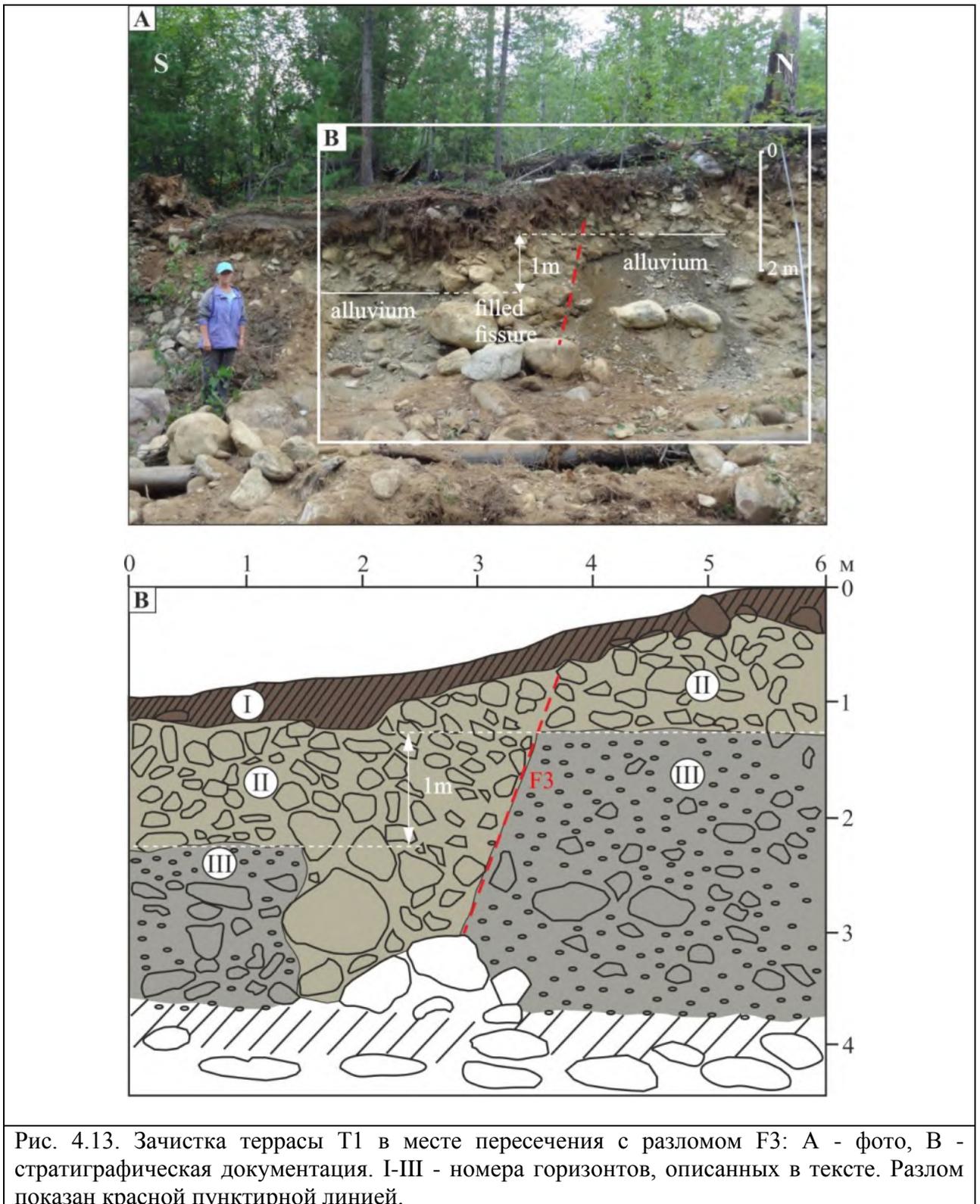


Рис. 4.13. Зачистка террасы Т1 в месте пересечения с разломом F3: А - фото, В - стратиграфическая документация. I-III - номера горизонтов, описанных в тексте. Разлом показан красной пунктирной линией.

Для дополнительной информации об амплитуде смещения и времени проявления последнего палеоземлетрясения была заложена траншея шириной 4 м и глубиной до 2.5 м вкост простирания сейсмогенного грабена, заложенного в террасе Т1 на продолжении разлома F3 в 60 м к западу от зачистки (рис.4.14, см. местоположение на рис. 4.12В).

Отложения в стенках траншеи смещены по разлому – так же, как и в зачистке, южное крыло сброшено, и сброс осложнен небольшим грабеном. Верхний почвенный горизонт I, мощностью 0.05-0.07 м, перекрывает деформированные отложения, над грабеном мощность почвы увеличивается до 0.15 м. Под почвами залегает горизонт II, мощностью до 0.35 м, сложенный, в основном, крупными гальками с супесчано-дресвяным заполнителем коричневого цвета с большим содержанием гумуса. Он коррелируется с горизонтом II склоновых отложений из зачистки террасы. Ниже залегает сероцветный горизонт III, представленный плохо сортированными и слабо окатанными гальками. Гальки размером от 1 до 10-15 см перемежаются с большим количеством дресвы и песка. При этом отложения хорошо промыты - супесчаный материал отсутствует. Этот горизонт соответствует аллювиальному горизонту III из зачистки террасы. Горизонты II и III смещены по разлому с амплитудой 0.3 м, при этом дно грабена опущено на 1 м относительно поднятого крыла и на 0.7 м относительно опущенного (рис.4.14 C,D). Грабен заполнен валунно-галечными отложениями с супесчаным заполнителем коричневого цвета, которые засыпались в образовавшееся понижение во время землетрясения. В нижней части отложений, заполняющих грабен, была обнаружена обгоревшая ветка дерева (рис.4.14 E). Проведенное радиоуглеродное датирование ветки дало возраст 5312-5475 Cal. years BP (табл. 4.1). Поскольку ветка лежала практически на дне грабена, она, скорее всего, попала туда во время, или сразу после палеосейсмического события, сформировавшего данную структуру. Таким образом, возраст последнего разрывообразующего палеоземлетрясения по Кичерскому разлому близок к 5.4 тыс. лет. Магнитуда такого землетрясения, согласно формуле зависимости максимальной амплитуды смещения (1м) от магнитуды для сбросовых разломов [Wells and Coppersmith, 1994], составила 6.8.

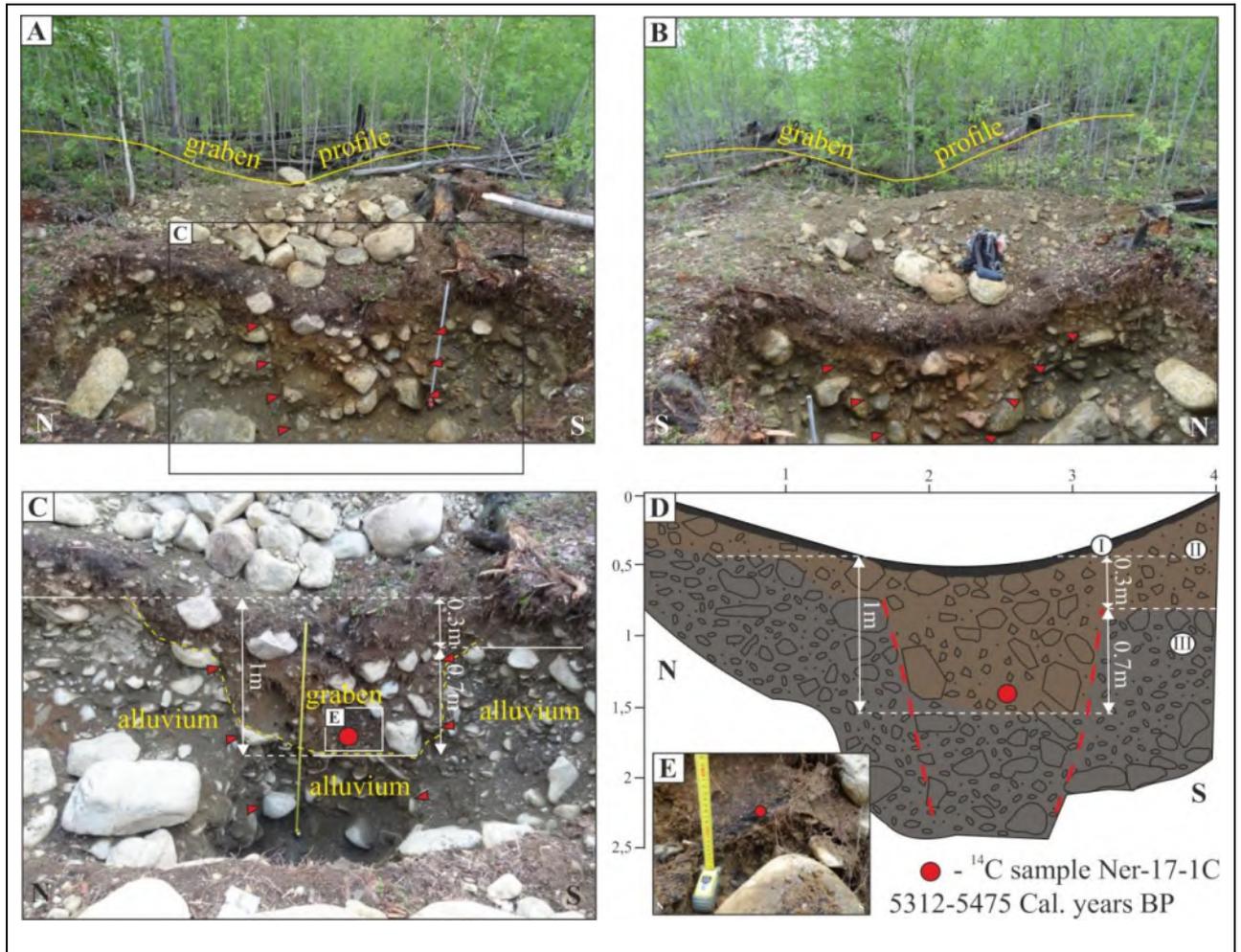


Рис. 4.14. Траншея вкрест простирания сейсмогенного грабена. А, С - вид восточной стенки, В - вид западной стенки, D - стратиграфическая документация восточной стенки (I-III - номера горизонтов, описанных в тексте), E - фото сгоревшей ветки дерева, взятой на радиоуглеродный анализ. Разломы, соответствующие последнему сейсмическому событию показаны на фотографиях красными треугольниками, а на стратиграфической документации - красными пунктирными линиями. Заполнение грабена подчеркнуто желтой пунктирной линией на рис. 4.14С.

| Sample name | Lab. no. | ^{14}C age year BP | Calibrated age, year BP (2σ) |
|-------------|-----------|-----------------------------|---------------------------------------|
| Ner-17-1C | Poz-96205 | 4670 ± 40 | 5312–5475 |

Таблица 4.1. Данные радиоуглеродного анализа обугленной ветки, обнаруженной на дне грабена.

4.3.1.2.4. ^{10}Be датирование террас

На поверхности террасы T1 в поднятом крыле разлома было отобрано 4 образца (Ner-17-29 – Ner-17-32, табл. 4.2) из валунов гранитов и кварцитов (ss 5 на рис.4.11А). Валуну частично погребены, только верхняя их часть осталась на поверхности (рис.4.15). Поверхности более высоких террас оказались полностью задернованными, и

экспонированных валунов обнаружено не было. Для определения распределения концентрации ^{10}Be на глубину были отобраны образцы вдоль двух глубинных профилей в террасе T1 в лежачем крыле разлома. Один профиль был опробован в районе разломного уступа, другой – в 250 м выше по течению р. Неручанда (ss1 и ss2 на рис.4.11 А, соответственно). Отложения террасы T1 состоят из песка, гравия, галек и валунов (рис.4.16 А,В), более подробно отложения террасы T1 описаны выше. Вдоль глубинных профилей было отобрано 6 образцов (Ner-17-1 – Ner-17-6, табл. 4.2) в первом месте (ss1) и 7 образцов (Ner-17-7 – Ner-17-13, табл. 4.2) во втором месте отбора (ss2) на глубину до 2 метров. Каждый образец содержал 5-10 галек кварца размером 1-5 см, отобранных с каждой глубины.

| Sample | Depth (cm) | ¹⁰ Be (at/g) | Terrace | Latitude | Longitude | Altitude (m) | Pressure (mbar) | Stone scaling | Shielding | Total Scaling |
|-----------|------------|-------------------------|---------|--------------|--------------|--------------|-----------------|---------------|-----------|---------------|
| Ner-17-1 | 40 | 176512 ± 5938 | T1 | N 55°57.02′ | E110°00.396′ | 535 | 951 | 1.69 | 0.99 | 1.68 |
| Ner-17-2 | 60 | 109127 ± 7061 | | | | | | | | |
| Ner-17-3 | 90 | 104604 ± 9589 | | | | | | | | |
| Ner-17-4 | 120 | 69759 ± 3305 | | | | | | | | |
| Ner-17-5 | 150 | 69458 ± 3457 | | | | | | | | |
| Ner-17-6 | 200 | 59926 ± 3790 | | | | | | | | |
| Ner-17-7 | 50 | 160884 ± 7606 | T1 | N 55°57.089′ | E110°00.268′ | 543 | 950 | 1.70 | 0.99 | 1.69 |
| Ner-17-8 | 60 | 166059 ± 7226 | | | | | | | | |
| Ner-17-9 | 70 | 82328 ± 3936 | | | | | | | | |
| Ner-17-10 | 90 | 102504 ± 5254 | | | | | | | | |
| Ner-17-11 | 120 | 42584 ± 2413 | | | | | | | | |
| Ner-17-12 | 150 | 45035 ± 1916 | | | | | | | | |
| Ner-17-13 | 200 | 34735 ± 2073 | T5 | N 55°56.881′ | E109°59.488′ | 542 | 950 | 1.70 | 0.99 | 1.69 |
| Ner-17-14 | 60 | 376161 ± 11801 | | | | | | | | |
| Ner-17-15 | 90 | 308338 ± 9676 | | | | | | | | |
| Ner-17-16 | 120 | 172391 ± 5960 | | | | | | | | |
| Ner-17-17 | 150 | 122520 ± 3815 | | | | | | | | |
| Ner-17-18 | 180 | 134137 ± 10271 | | | | | | | | |
| Ner-17-19 | 190 | 89345 ± 2919 | | | | | | | | |
| Ner-17-20 | 200 | 70485 ± 2618 | | | | | | | | |
| Ner-17-21 | 250 | 51587 ± 2473 | T3 | N 55°57.207′ | E110°00.347′ | 558 | 950 | 1.70 | 0.99 | 1.70 |
| Ner-17-22 | 90 | 115247 ± 3690 | | | | | | | | |
| Ner-17-23 | 120 | 79164 ± 5310 | | | | | | | | |
| Ner-17-24 | 150 | 85431 ± 3145 | | | | | | | | |
| Ner-17-25 | 170 | 62357 ± 2939 | | | | | | | | |
| Ner-17-26 | 200 | 45384 ± 1818 | | | | | | | | |
| Ner-17-27 | 230 | 40903 ± 1911 | | | | | | | | |
| Ner-17-28 | 250 | 47250 ± 3251 | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|---|----------------|----|--------------|--------------|-----|-----|------|------------|-------------|
| Ner-17-29 | 0 | 133046 ± 4403 | T1 | N 55°57.082′ | E110°00.235′ | 546 | 949 | 1.71 | 0.99243123 | 1.696216895 |
| Ner-17-30 | 0 | 385028 ± 24630 | | N 55°57.073′ | E110°00.258′ | 544 | 950 | 1.71 | 0.99243123 | 1.693176478 |
| Ner-17-31 | 0 | 512750 ± 19520 | | N 55°57.082′ | E110°00.235′ | 546 | 949 | 1.71 | 0.99243123 | 1.696216895 |
| Ner-17-32 | 0 | 44386 ± 11312 | | N 55°57.068′ | E110°00.241′ | 547 | 949 | 1.71 | 0.99243123 | 1.697737965 |

Таблица 4.2. Информация об образцах, отобранных для датирования террас р. Неручанда.

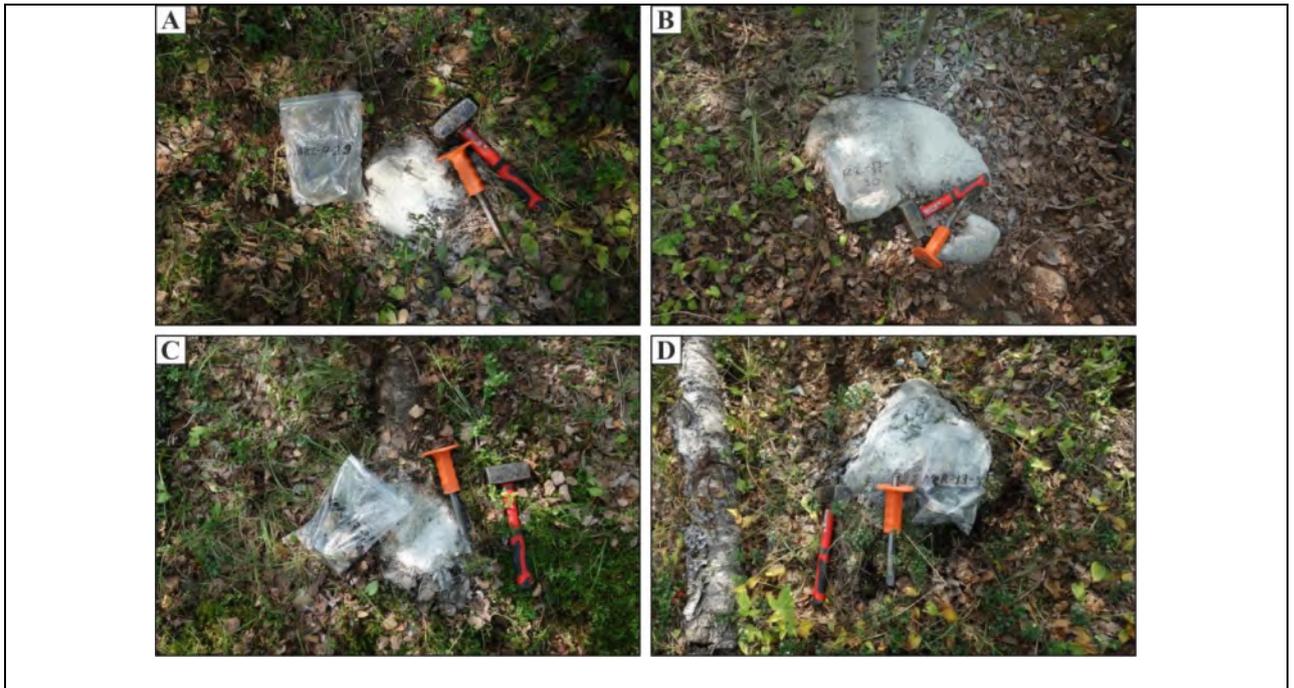


Рис. 4.15. А-D - образцы, отобранные из валунов гранитов и кварцитов на поверхности террасы Т1.

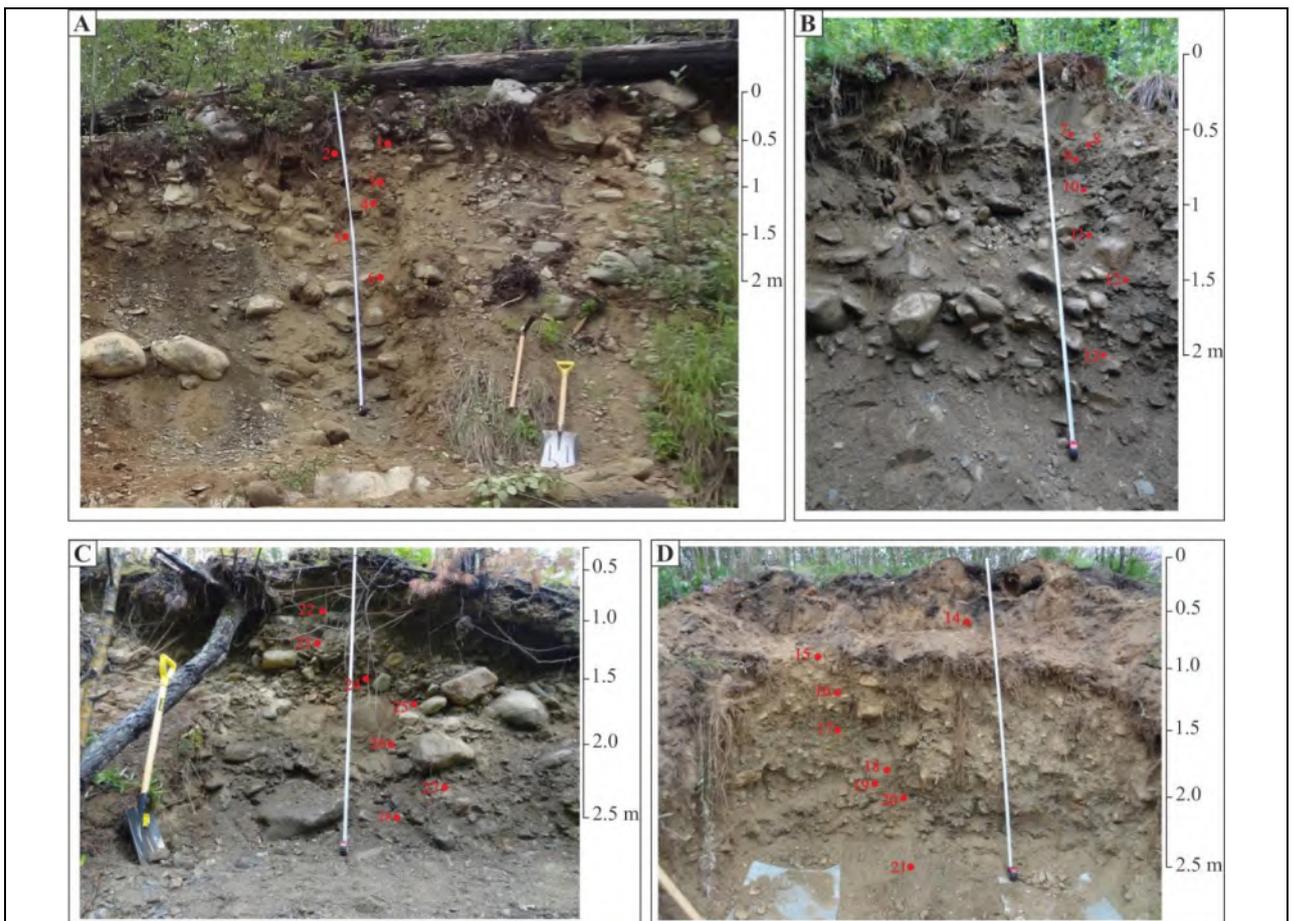


Рис. 4.16. Полевые фотографии разрезов террас, в которых отобраны образцы вдоль ^{10}Be глубинных профилей. А, В - в террасе Т1 (ss1 и ss2 на рис.4.11А, соответственно), С - в террасе Т3 (ss3 на рис.4.11А) D - в террасе Т5 (ss4 на рис.4.11А). Красными кружками обозначены места отбора образцов с номерами (Ner-17-1, 2, 3...).

Терраса Т3 была опробована в левом борту долины р. Неручанда (ss3 на рис.4.11 А). Для датирования террасы Т3 был зачищен разрез глубиной 2.6 м. Отложения в разрезе представлены разнотернистым несортированным аллювием, перекрытым субэральными отложениями (рис.4.16 С). Выделяется несколько горизонтов. Почвенный слой мощностью 0.1 м подстилается пачкой лессовидных суглинков мощностью до 0.8 м. Ниже залегает небольшой прослой (мощностью 0.2 м) переотложенного аллювия, состоящего из галечного материала вперемежку с лессовидными суглинками. Нижняя часть разреза представлена слабо окатанным плохо сортированным аллювием, состоящим из валунов, галек и небольшого количества песка. По профилю было отобрано 7 образцов, содержащих гальки кварца и кварцита размером 1-5 см в диаметре (Ner-17-22 – Ner-17-28, табл. 4.2).

Самая высокая терраса Т5 была опробована в правом борту долины в районе тектонического уступа (ss4 рис.4.11 А). Была сделана зачистка верхней части террасы на глубину 2.5 м (рис.4.16 D). Верхняя часть отложений представлена супесями с редкими включениями щебня и обгоревших растительных остатков. Мощность пачки 0.6 м. Ниже залегает пачка плохо сортированных песчано-дресвяно-галечных отложений разной степени окатанности с редким включением валунов. Эту пачку мы интерпретируем как отложения дистальной части конуса выноса. Было отобрано 8 образцов по профилю до глубины 2.5 м (Ner-17-14 – Ner-17-21, табл. 4.2). Образцы содержали, как и в предыдущих террасах, по 5-10 галек кварца и кварцита, отобранных с каждой глубины.

Пробоподготовка образцов и AMS измерения были проведены в лаборатории CEREGE г. Aix-en-Provence, Франция, при участии автора работы.

Эволюция концентраций ^{10}Be с глубиной показывает уменьшение по экспоненте, как и должно быть в теории, для всех террас (рис.4.17). Это говорит о том, что большинство образцов остались на своих местах с момента их отложения, и что история экспонирования для всех образцов одинаковая. Концентрации ^{10}Be по двум профилям в террасе Т1 и по профилю в террасе Т3 сопоставимы, что может свидетельствовать о том, что эти профили близки к устойчивому состоянию. Для террасы Т5 концентрации ^{10}Be намного выше.

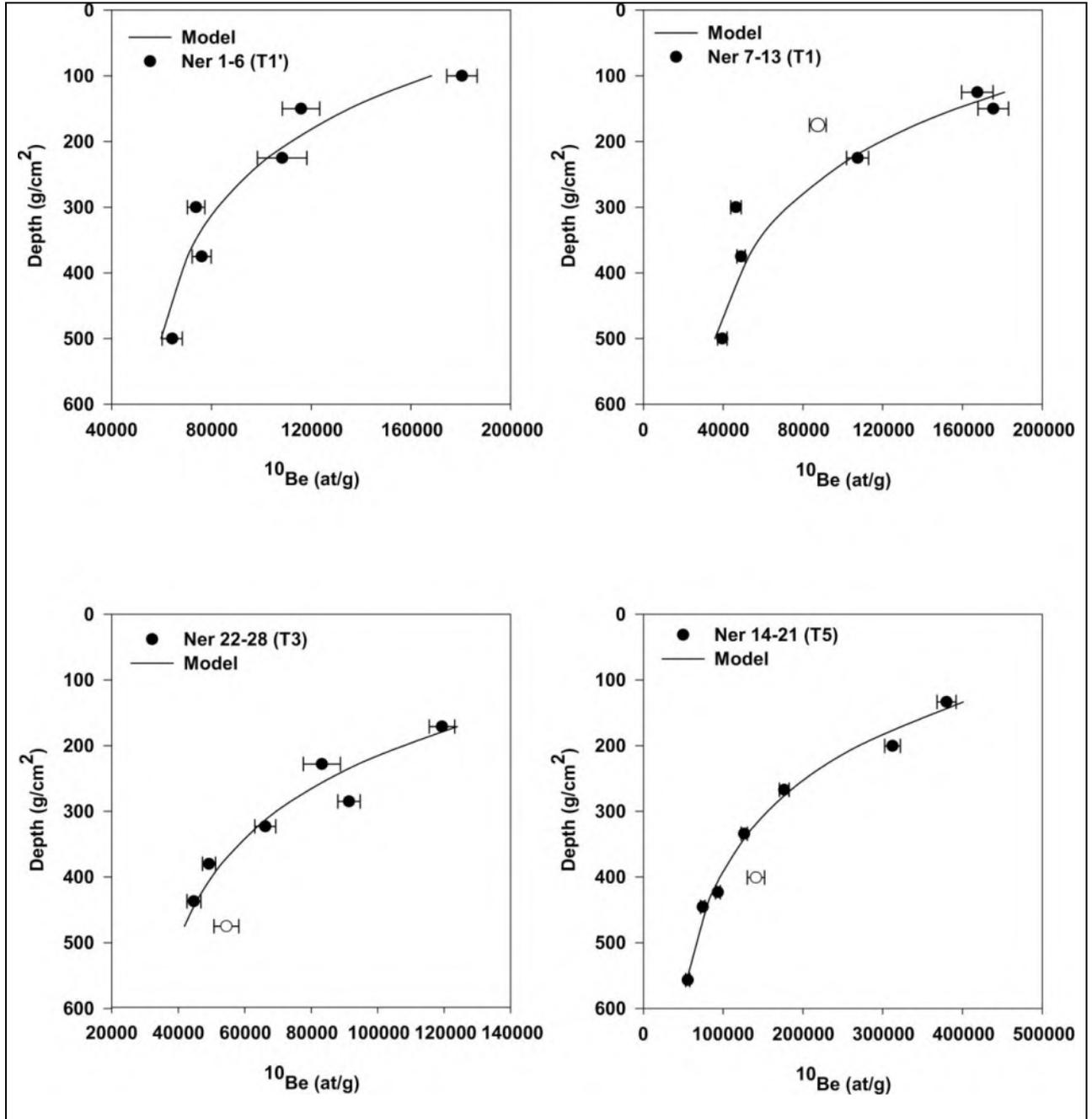


Рис. 4.17. Изменение концентраций ^{10}Be с глубиной. Закрашенными кружками показаны индивидуальные концентрации каждого образца. Не закрашенными кружками показаны выбросы, не участвующие в модели. Черными линиями показаны модели наилучшего приближения.

Данные моделирования по [Hidy et al., 2010] представлены в табл. 4.3. и на рис. 4.18. с погрешностью 1δ . Результаты моделирования показали, что терраса T5 является наиболее древней (>315 тыс. лет), с минимальной скоростью денудации 5.0 ± 0.5 м/млн лет. Терраса T3 имеет возраст 100 ± 30 тыс. лет со скоростью денудации 20.0 ± 4.0 м/млн лет. Результаты для двух профилей самой нижней террасы T1 представлены в таблице 4.3А. Возраста

экспонирования для этих двух профилей составили 44 ± 15 тыс. лет (T1, лежащее крыло разлома F1) и 52.5 ± 12.2 тыс. лет (T1', висящее крыло разлома F1) с соответствующими скоростями денудации и количеством унаследованного ^{10}Be 22.0 ± 7.0 м/млн лет / 55 ± 15 kat/g и 10.0 ± 10.0 м/млн лет / 30 ± 12 kat/g, соответственно. Принимая во внимание погрешность оценок возраста, возраст поверхностей T1 и T1' сопоставим, что позволяет предположить, что врез реки в эти поверхности произошел в одно и то же время (до смещения по разлому F1). Для дальнейших расчетов было использовано среднее значение возраста экспонирования для террасы T1 в 48.3 ± 9.7 тыс. лет.

А: моделирование (Время/Денудация/Унаследованность)

| Terrace | Terrace height above river | Model Time - Denudation | | | | |
|----------|----------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------------|------------------|---------------|
| | | Density | Time (Age) | Denudation | Inheritance | Incision rate |
| | mm | g/cm ³ | ka | m/Ma | kat/g | mm/year |
| T5 | 27000±3000 | 2.2±0.2 | > 315 | 5.0±0.5 | 0 | <0.1 |
| T3 | 15500±500 | 1.9±0.2 | 100.0±30 | 20.0±4.0 | 30±10 | 0.16±0.05 |
| T1 / T1' | | 2.5/2.5 | 44.0±15 / 52.5±12.2 | 22.0±7.0 / 10.0±10.00 | 55±15 / 30±12 | |
| Mean T1 | 9000±1000 | | 48.3±19.9 | | | 0.19±0.08 |

В: используя подход устойчивого состояния

| Terrace | Terrace height above river | Model Steady State | | | |
|---------|----------------------------|--------------------|------------|------------------|--------------------|
| | | Density | Denudation | Integration time | Max. incision rate |
| | mm | g/cm ³ | m/Ma | ka | mm/year |
| T5 | 27000±3000 | 2.2±0.2 | 4.84±0.22 | 132.20±2.00 | 0.21±0.02 |

Таблица 4.3. Данные моделирования и рассчитанная скорость вреза р. Неручанда (incision rate).

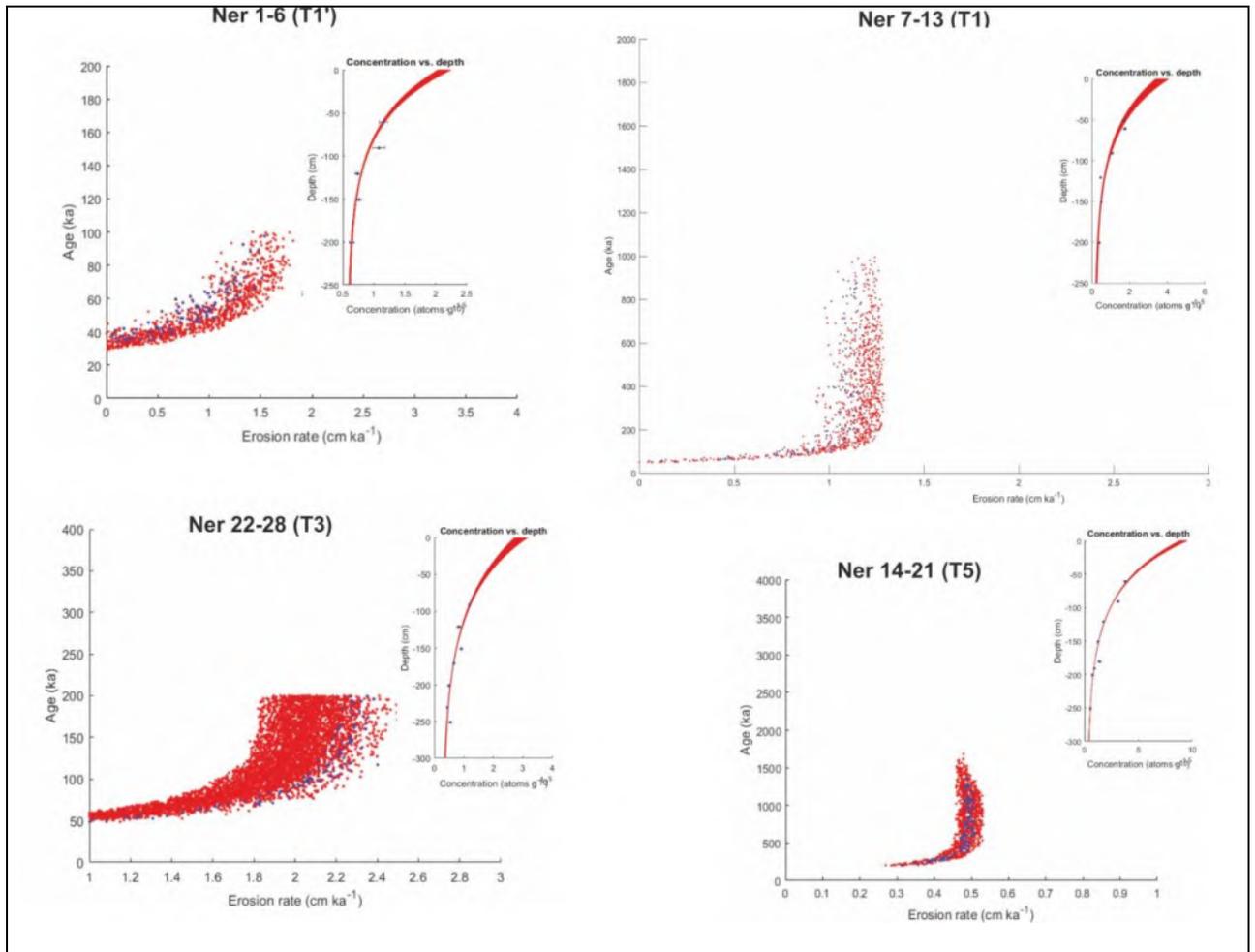


Рис. 4.18. Данные моделирования по методу [Hidy et al., 2010] с использованием подхода [Braucher et al., 2011]. Точки представляют собой наилучшие оценки решения в пространстве времени и денудации. Во врезках представлены диаграммы, эквивалентные диаграммам на рис. 4.17, но для всех приемлемых моделей решения (2000 решений профилей).

Что касается террасы T5, устойчивое состояние могло быть достигнуто для поверхностных образцов, другой подход был протестирован для T5, предполагая, что все образцы достигли своего равновесного устойчивого состояния (бесконечное время, поэтому наследование не учитывается). Для всего профиля учитывалась одна скорость денудации для всех образцов. Результаты представлены в таблице 4.3В. В этом случае можно оценить время интегрирования, как представлено в работе [Lal, 1991]; этот возраст - минимум, необходимый для достижения устойчивого состояния данной денудации.

Что касается поверхностных образцов, отобранных на террасе T1 (от Ner-17-29 до Ner-17-32, таблица 4.2), они имеют большой разброс в концентрации ¹⁰Be. Только две концентрации образцов (Ner-17-29 и Ner-17-32) попадают в пределы распределения

концентраций, измеренных на двух глубинных профилях террасы T1, и, таким образом, могут рассматриваться как часть одних и тех же отложений. Образцы Neg-17-30 и Neg-17-31 показывают концентрации ^{10}Be , которые выше, чем у террасы T5 (самые высокие концентрации среди 4 глубинных профилей), и, следовательно, могут иметь более сложную историю экспонирования. Эти образцы не будут рассматриваться в обсуждении.

4.3.1.2.5. Оценка скоростей вреза р. Неручанда и скоростей смещения по Кичерскому разлому

Используя полученные возраста экспонирования террас, можно определить скорости вреза в изучаемые поверхности (табл. 4.3.). За последние ~ 48.3 тыс. лет скорость вреза составила 0.19 ± 0.08 мм / год, за ~ 100 тыс. лет – 0.16 ± 0.05 мм / год и более, чем за 315 тыс. лет - не более 0.1 мм / год (в случае модели устойчивого состояния для T5, рассчитанная скорость вреза является максимальной). Уменьшение скорости вреза за более длительный период времени, а также увеличение высоты террас по направлению к тектоническому уступу предполагают, что динамическое равновесие в реакции речной эрозии на тектоническое опускание не было достигнуто.

Оценка скоростей смещения по разлому (здесь и далее имеются в виду вертикальные скорости смещения, поскольку горизонтальных деформаций обнаружено не было) дала следующие результаты. Исходя из деформации поверхности T1, со средней амплитудой смещения 9 ± 1 м и средним возрастом T1 48.3 ± 19.9 тыс. лет (возраст см. в таблице 4.3А), скорость смещения по разлому составляет 0.19 ± 0.08 мм / год за последние ~ 48 ка. Для T3 высота тектонического уступа составляет 20 ± 2 м в пределах конуса выноса (рис. 4.11G) и 42 ± 4 м вне конуса выноса (рис. 4.11Н), что дает скорость смещения 0.2 ± 0.06 и 0.42 ± 0.13 мм / год, соответственно, за последние 100 ± 30 тыс. лет. Различие в высоте уступа одной и той же террасы объясняется нарастанием намывных отложений в пределах конуса выноса р. Неручанда висячем крыле разлома, которые скрывают истинную амплитуду тектонических смещений. Поэтому скорость смещения в 0.2 ± 0.06 мм / год за последние ~ 100 тыс. лет

представляет собой кажущуюся скорость смещения, которая является разницей между истинной скоростью смещения и скоростью седиментации [Carretier and Lucazeau, 2005]. Смещения террасы T5 также имеют разные значения - 30 ± 3 м в пределах конуса выноса (рис. 4.11F) и 62 ± 6 м вне конуса выноса (рис. 4.11 I). Поскольку полученный возраст T5 в 315 тыс. лет является минимальным, можно оценить максимальную скорость смещения. Используя высоту уступа вне зоны конуса выноса р.Неручанда, мы оценили долговременную скорость смещения по разлому в 0.2 ± 0.02 мм / год. Поскольку поверхности террас подвергались денудации в течение довольно длительного времени, значительная часть высоты уступа могла быть размыва. Несмотря на это, примененная методика оценки значения вертикального смещения разлома с использованием измерения наклонов поверхности в дальней зоне [McCalpin, 2009] позволила точно определить это значение. Скорость смещения за короткий период (последние ~ 48.3 тыс. лет) равна скорости вреза в районе тектонического уступа, определенной за тот же период времени. Это указывает на быструю реакцию реки на тектоническое опускание, когда она достигла стабильной скорости врезания, уравнивающей тектоническое опускание висячего крыла разлома. Скорость вреза за последние ~ 100 тыс. лет меньше, чем за последние ~ 48.3 тыс. лет. Как продемонстрировано экспериментальным моделированием [Babault et al., 2005; Strak et al., 2011], намыв отложений в опущенном крыле разлома играет важную роль в сокращении скорости вреза в поднятое крыло разлома в долгосрочной перспективе за счет увеличения местного базиса эрозии.

Рассчитанные скорости смещения по Кичерскому разлому ниже скорости в 0.5 мм/год, предложенной в работе [San'kov et al., 2000] для этого же разлома. В данной работе скорость рассчитывалась на основе возрастов террас, определенных для рек, дренирующих Муйскую впадину, и экстраполированных на Кичерскую впадину. Однако история позднечетвертичного развития Муйской впадины отличается от Кичерской. Так, во время позднплейстоценовых оледенений Муйская впадина была неоднократно заполнена озером за счет подпора р. Витим выдвигающимися ледниками [Krivonogov and Takahara, 2003;

Margold and Jansson, 2011]. Верхняя часть осадков Муйской впадины представляет собой озерные отложения, в которых реки, дренирующие впадину, формируют лестницу террас. При этом возраст самой высокой, 30-метровой, террасы не выходит за рамки 30 тыс. лет [San'kov et al., 2000]. В Кичерской же впадине, как показано выше, комплексы террас более древние, что указывает на завышение скорости смещения по Кичерскому разлому, предложенной в работе [San'kov et al., 2000].

4.3.1.2.6. Интервалы повторяемости сильных землетрясений

Средний интервал повторяемости сильных землетрясений определяется отношением средней амплитуды смещения за одно событие к скорости смещения по разлому [McCalpin, 2009]. Согласно предыдущим палеосейсмологическим исследованиям, среднее смещение за одно событие по Кичерскому разлому составляет 3 м, и связано оно с землетрясениями магнитудой ~ 7 [Имаев и др., 2006; Смекалин и др., 2007]. Используя скорость вертикального смещения по разлому в ~ 0.19 мм/год, рассчитанную для последней террасы T1 со средним возрастом 48.3 тыс. лет, мы получаем средний интервал повторяемости ~ 15.8 тыс. лет. Однако интерпретация траншеи, представленной в работах [Имаев и др., 2006; Смекалин и др., 2007], не позволяет однозначно судить об одноактности смещения с амплитудой 3м, поскольку между смещенным маркирующим горизонтом находится несколько разрывов, которые могли деформировать данный горизонт и на предыдущих этапах. Наши исследования показали, что максимальная амплитуда последнего землетрясения составляет 1 м, что соответствует магнитуде 6.8 [Wells and Coppersmith, 1994]. Интервал повторяемости для таких землетрясений получается равным ~ 5.3 тыс. лет. Поскольку последнее событие с магнитудой 6.8 произошло 5.4 тыс. лет назад, существует большой риск того, что подобное сейсмическое событие произойдет в ближайшем будущем. Если взять в расчет долговременную (за ~ 100 тыс. лет) скорость смещения в ~ 0.42 мм / год, интервал повторяемости между событиями магнитудой 6.8 составит ~ 2.4 тыс. лет.

Взаимосвязи между изменчивостью скоростей смещения и повторяемостью землетрясений, определенные для областей растяжения, предполагают, что если краткосрочные скорости смещения вдоль разлома меньше долгосрочных, а время, прошедшее с момента последнего землетрясения, больше, чем интервал повторяемости, это может указывать на то, что будущее землетрясение будет иметь большую магнитуду, достаточную для поддержания средней скорости смещения в долгосрочной перспективе [Cowie et al., 2012].

4.3.1.2.7. Выводы

Моделирование концентраций ^{10}Be в образцах, отобранных вдоль глубинных профилей в террасах р. Неручанда позволило определить возраст обособления трех террас (т.е. возраст начала вреза в аллювиальные поверхности с формированием террас, как форм рельефа). Начало вреза в самую высокую аллювиальную поверхность (Т5) произошло более 315 тыс. лет назад, что позволило рассчитать максимальную скорость вреза в 0.1 мм/год. Террасы Т3 и Т1 обособились 100 ± 30 и 48.3 ± 19.9 тыс. лет назад, что позволило рассчитать среднюю скорость вреза в 0.16 ± 0.05 и 0.19 ± 0.08 мм / год, соответственно.

Используя накопленные амплитуды смещения по разлому и возраста террас, были оценены скорости вертикального смещения по Кичерскому разлому, показывающие изменчивость во времени. Они составляют 0.42 ± 0.13 и 0.19 ± 0.08 мм / год за последние ~ 100 и ~ 48.3 тыс. лет соответственно.

Краткосрочная скорость смещения равна соответствующей скорости вреза в тектонический уступ, что указывает на быструю реакцию речной системы на тектоническое опускание. Долгосрочная скорость смещения больше, чем соответствующая скорость вреза, что указывает на то, что в долгосрочной перспективе отложение осадков на поверхности опущенного крыла разлома играет важную роль в подъеме базиса эрозии.

Палеосейсмологические исследования, включающие морфометрический анализ тектонического уступа и вскрытие разлома траншеей, позволили оценить возраст и

возможную величину последнего сильного палеоземлетрясения в зоне Кичерского разлома. Сейсмическое событие с магнитудой 6.8 произошло 5.4 тыс. лет назад и сформировало смещение поверхности с вертикальной амплитудой в один метр. Используя оценки краткосрочных и долгосрочных скоростей вертикального смещения, были получены средние интервалы повторяемости для землетрясений с магнитудой $M_{6.8}$ в 5.3 и 2.4 тыс. лет, соответственно. Первый интервал аналогичен возрасту последнего землетрясения, оцененному по результатам вскрытия разлома траншеей. Второй интервал короче времени, прошедшего после последнего землетрясения, что указывает на то, что будущее событие может иметь большую магнитуду для поддержания долгосрочной скорости смещения.

4.3.1.3. Баргузинский разлом

Баргузинская впадина является сухопутным грабеном северо-восточного фланга Байкальского рифта (см. рис. 4.1). Северо-западный борт Баргузинской впадины контролируется Баргузинским разломом, вдоль зоны которого наблюдаются сейсмогенные разрывы, деформирующие позднеплейстоцен-голоценовые формы рельефа [Сейсмотектоника..., 1968; Чипизубов и др., 2000, 2007]. Баргузинский разлом протягивается с юго-запада на северо-восток и состоит, последовательно, из трех кулис – Улюнской, Саранхурской и Шаманской (рис. 4.19 А). Данные о неоген-четвертичных скоростях опускания впадин северной части Байкальского рифта, полученные при морфометрическом анализе фасет, показывают очень низкую скорость смещения по Улюнской кулисе Баргузинского разлома (0.2 мм/год) по сравнению с Саранхурской и Шаманской кулисами, которые составили 1.1 и 1.2 мм/год, соответственно [Petit et al., 2009]. При этом вдоль Улюнской кулисы простираются сейсмогенные уступы, сопоставимые по параметрам с сейсмогенными уступами вдоль Саранхурской и Шаманской кулис. Так, в работах [Чипизубов и др., 2000, 2007] приведены данные о многоактных сейсмических событиях, зафиксированных на всех трех кулисах Баргузинского разлома, и было сделано предположение, что уступы с высотой 12-18 м были сформированы за два палеособытия. Два

акта разрывообразования устанавливались как по количеству террас в поднятом крыле разлома, так и по изменению крутизны сейсмогенных уступов. Оцененные амплитуды вертикального смещения по Улюнской кулисе для каждой из двух подвижек составляли в среднем 4-5 м (при высоте одноактного уступа в 8-9.5 м), а максимум 6.5 м, что соответствует магнитуде 7.7 [Чипизубов и др., 2007]. Очевидно, что разлом с таким сейсмическим потенциалом должен иметь более высокую скорость смещения, чем долговременная скорость, предложенная в работе [Petit et al., 2009]. Чтобы проверить, является ли неоген-четвертичная скорость смещения по Улюнской кулисе Баргузинского разлома актуальной для позднеплейстоцен-голоценового времени, а также для выяснения, являются ли 8-9 метровые уступы действительно одноактными, были проведены дополнительные исследования в пределах Улюнской кулисы в районе выхода во впадину рек Улюн и Улюкчикан (рис. 4.19 Б). В конусах выноса этих рек наблюдается деформированный сейсмогенными уступами комплекс террас, являющийся прекрасным морфологическим репером при расчете скоростей смещения по разлому (рис. 4.20).

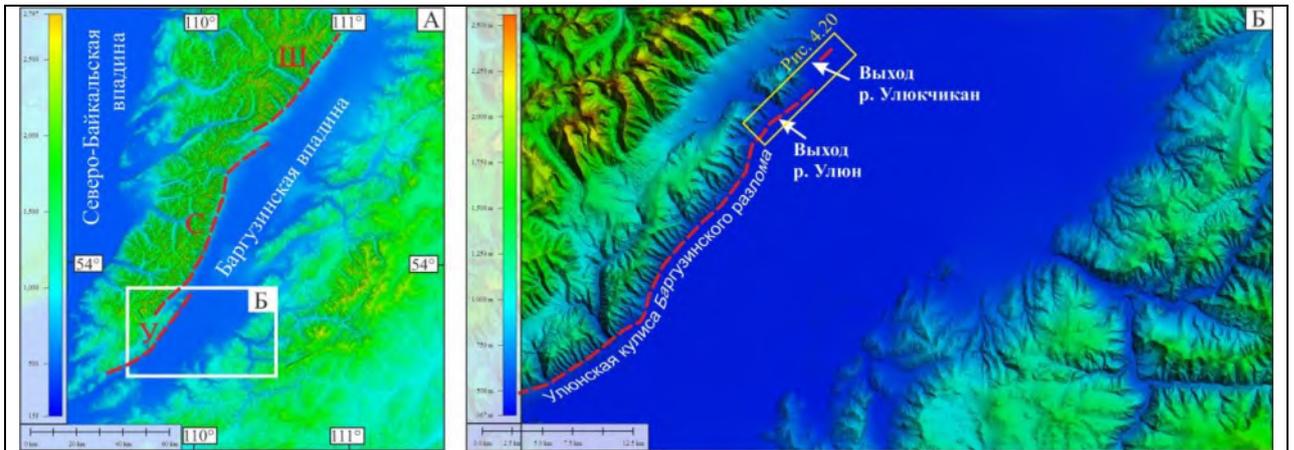


Рис. 4.19. А - Баргузинская впадина на цифровой модели рельефа SRTM. Красными пунктирными линиями обозначены кулисы Баргузинского разлома: У - Улюнская, С - Саранхурская, Ш - Шаманская. Б - Улюнская кулиса Баргузинского разлома на цифровой модели рельефа TanDEM-X.

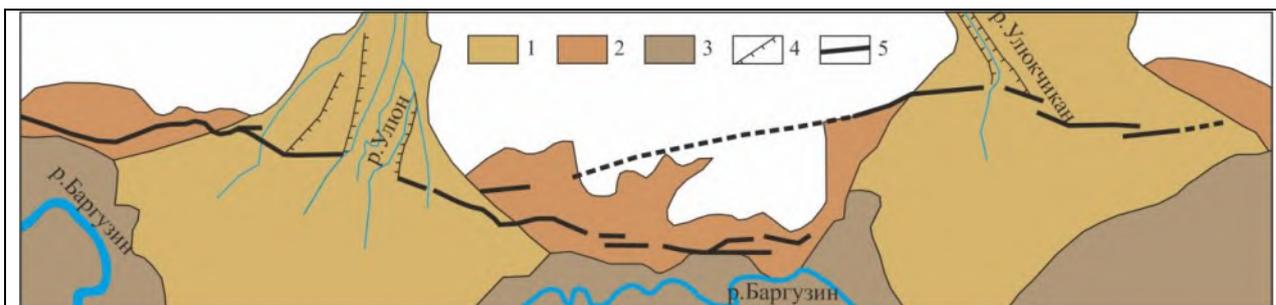


Рис. 4.20. Палеосейсмодислокация по Улюнской кулисе Баргузинского разлома деформирующая конусы выноса рек Улюн и Улюкчикан по данным [Чипизубов и др., 2000; 2007] с изменениями. 1 - пролювиальные отложения конусов выноса, 2 - делювиальные отложения предгорного шлейфа, 3 - заболоченные участки впадин, 4 - террасы рек, 5 - сейсмогенные уступы.

4.3.1.3.1. Изучение сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюкчикан

С помощью квадрокоптерной аэрофотосъемки проведено картирование и построена цифровая модель местности зоны тектонических деформаций в районе пересечения конуса выноса р. Улюкчикан с Улюнской кулисой Баргузинского разлома (рис. 4.21). Деформации представлены сейсмогенными уступами в конусе выноса р. Улюкчикан. Река в районе конуса распадается на несколько рукавов, которые, врезаясь, формируют террасы в поднятом крыле разлома. Всего выделяется 2 террасы Т1 и Т2 высотой 2 и 5.5 м от уреза реки, соответственно. Горизонтального смещения долин водотоков по простиранию разлома не наблюдается. Топографические профили вкост простирания сейсмогенного уступа показывают среднюю амплитуду вертикального смещения в 7.7 ± 0.3 м (рис. 4.21). В северной части уступ разделен на две ступени, верхняя ступень более пологая, нижняя – более крутая, что свидетельствует о разновозрастности формирования ступеней. Верхний, более древний, разрыв смещает поверхность террасы Т2 с амплитудой 2.8 м, нижний – с амплитудой 5 м (рис. 4.21). В сумме смещение поверхности соответствует амплитуде, измеренной по единому уступу в других частях конуса выноса. С помощью цифрового теодолита была проведена детальная съемка территории размером 100x200 м, где обе террасы хорошо сохранены (рис. 4.22, см. положение на рис. 4.21). Наличие двух террас в поднятом крыле разлома, вместе с разделением сейсмогенного уступа на две ступени, свидетельствует о том,

что изучаемые деформации сформировались в результате нескольких (минимум двух) сейсмических событий, а не за одно событие, как это было предложено в работе [Чипизубов и др., 2007].

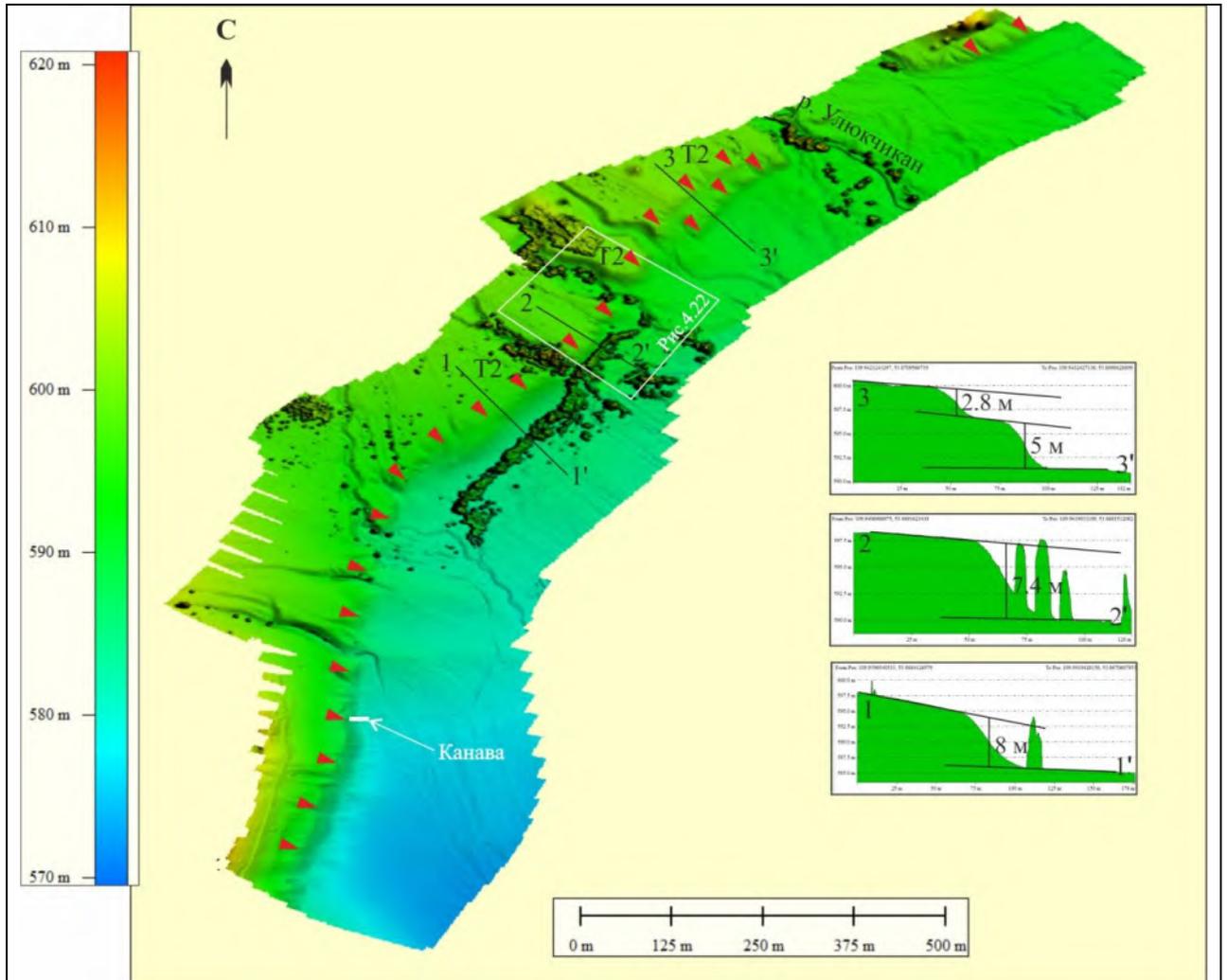


Рис. 4.21. Цифровая модель местности зоны сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюкчикан. Красными треугольниками показаны сейсмогенные уступы. 1-1', 2-2' и 3-3' - топографические профили вкост простираения сейсмогенных уступов с указанием амплитуд смещения.

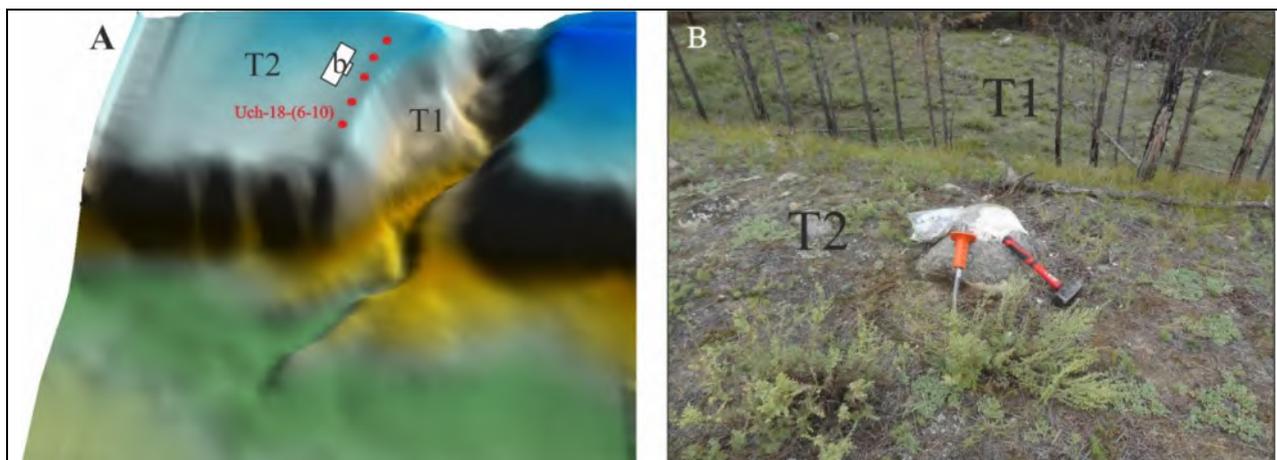


Рис. 4.22. А - цифровая модель рельефа террас Т1 и Т2 в поднятом крыле разлома. Красными кружками обозначены места отбора образцов на ^{10}Be . В - фото террас и валуна, взятого на датирование.

Для определения возраста экспонирования террасы Т2, на ее поверхности было отобрано 5 образцов из гранитных валунов, частично выступающих из почвенного слоя, (рис. 4.22) и проведено ^{10}Be датирование. Результаты анализов (таб. 4.4) показали, что возраст экспонирования образцов варьирует от ~37 до ~47 тыс. лет (образцы Uch-18-6, Uch-18-7, Uch-18-8 и Uch-18-10). Образец Uch-18-9 выпадает из этой группы, поскольку имеет более молодой возраст, связанный, вероятно, с переворачиванием или полным погребением валуна на какой-то период времени, за счет чего не произошло достаточного накопления ^{10}Be . Значение возраста этого образца считается выбросом и не будет использоваться при расчетах. Среднее значение возраста экспонирования, определенное по образцам Uch-18-6, Uch-18-7, Uch-18-8 и Uch-18-10, составляет 41.7 ± 4.8 тыс. лет. Это значение отражает максимальный возраст обособления этой террасы, связанного с началом формирования сейсмогенного уступа и, соответственно, врезания реки в поднятое крыло разлома. Используя максимальный возраст и среднюю амплитуду накопленного вертикального смещения террасы в 7.7 ± 0.3 м, была рассчитана минимальная вертикальная скорость смещения по разлому в 0.2 ± 0.02 мм/год.

| Sample | Latitude | Longitude | Altitude (masl) | Shielding | ^{10}Be meas | ^{10}Be uncertainty | Age | Age uncertainty |
|-----------|------------|-------------|-----------------|-----------|-----------------------|------------------------------|--------|-----------------|
| Uch-18-6 | 53°52.159' | 109°56.464' | 512 | 0,985 | 256 425 | 7 973 | 39 180 | 1218 |
| Uch-18-7 | 53°52.159' | 109°56.464' | 512 | 0,985 | 244 093 | 10 935 | 37 281 | 1670 |
| Uch-18-8 | 53°52.159' | 109°56.464' | 512 | 0,985 | 308 734 | 12 735 | 47 259 | 1949 |
| Uch-18-9 | 53°52.159' | 109°56.464' | 512 | 0,985 | 96 794 | 22 352 | 14 712 | 3397 |
| Uch-18-10 | 53°52.159' | 109°56.473' | 512 | 0,985 | 282 588 | 25 975 | 43 244 | 3975 |

Таблица 4.4. Результаты ^{10}Be датирования образцов, отобранных на поверхности террасы T2 р. Улюкчикан.

Для определения количества и возраста палеоземлетрясений, ответственных за формирование уступа в террасе T2, а также установления верхней границы скорости смещения по разлому, в периферийной части конуса выноса была заложена траншея вкrest простирания уступа (рис. 4.23, см. положение на рис. 4.21). Координаты траншеи: N 53°51.844', E109°56.307', alt. 500 м.



Рис. 4.23. а - фотография траншеи, заложенной вкrest простирания сейсмогенного уступа (бровка уступа показана красными стрелками), б - фотоколлаж южной стенки траншеи.

Траншея длиной 9.5 м и глубиной до 3.5 м вскрывает кровлю пролювиальных отложений конуса выноса и перекрывающие их склоновые отложения с погребенными палеопочвами. На рис. 4.24 представлена документация южной стенки траншеи. Горизонт 10 представлен слабо гумусированными склоновыми отложениями, состоящими из мелкой дресвы с супесчаным заполнителем. В нижней (восточной) части наблюдается чередование более гумусированных прослоев (палеопочвы) с менее гумусированными, но насыщенными дресвой. Всего в восточной части стенки насчитывается 11 почвенных прослоев. В верхней (западной) части стенки отложения более гомогенны, с включением небольших линз дресвы. Горизонт 20 представлен погребенной палеопочвой с включением дресвы. Горизонт 30 сложен супесчано-дресвяными отложениями серовато-бежевого цвета с пятнами вторичной карбонатизации. 40 – линза преимущественно дресвяных отложений, заполняющая понижение в палеорельефе, интерпретируется как отложения временного водотока. 50 – погребенные почвы с включением дресвы и пятнами вторичной карбонатизации. 60 – супесчано-дресвяный горизонт сиреневато-серого цвета со следами вторичной карбонатизации. Горизонт 70 представлен погребенной палеопочвой, более темной, чем другие почвенные горизонты. 80 – наклонно слоистая пачка суглинисто-дресвяных прослоев рыжеватого цвета. Наклон слоев – по падению уступа. Интерпретируются как коллювиальные отложения, накапливающиеся в основании сейсмогенного уступа после его формирования. 90 – пролювиальные отложения конуса выноса, представленные светло серым галечником с песчаным заполнением. Образцы палеопочв и древесный остаток в горизонте 10 были отобраны на радиоуглеродное датирование, результаты которого приведены в таблице 4.5 и на рис. 4.24.

| Sample name | Lab. no. | ¹⁴ C age year BP | Calibrated age, year BP (2σ) |
|-------------|------------|-----------------------------|---------------------------------|
| Uchk-18-1 | Poz-107435 | 6460 ± 40 | 7305-7428 |
| Uchk-18-2 | Poz-107436 | 16260 ± 90 | 19432-19884 |
| Uchk-18-5 | Poz-107437 | 10660 ± 80 | 12585-12754 |
| Uchk-18-4 | Poz-107743 | 410 ± 30 | 430-517 |

Таблица 4.5. Данные радиоуглеродного анализа деформированных палеопочв, отобранных в траншее, пройденной вкrest простираения сейсмогенного уступа в конусе выноса р. Улюкчикан. ^{14}C возраста откалиброваны с помощью программы CALIB 8.2 [Stuiver et al., 2021].

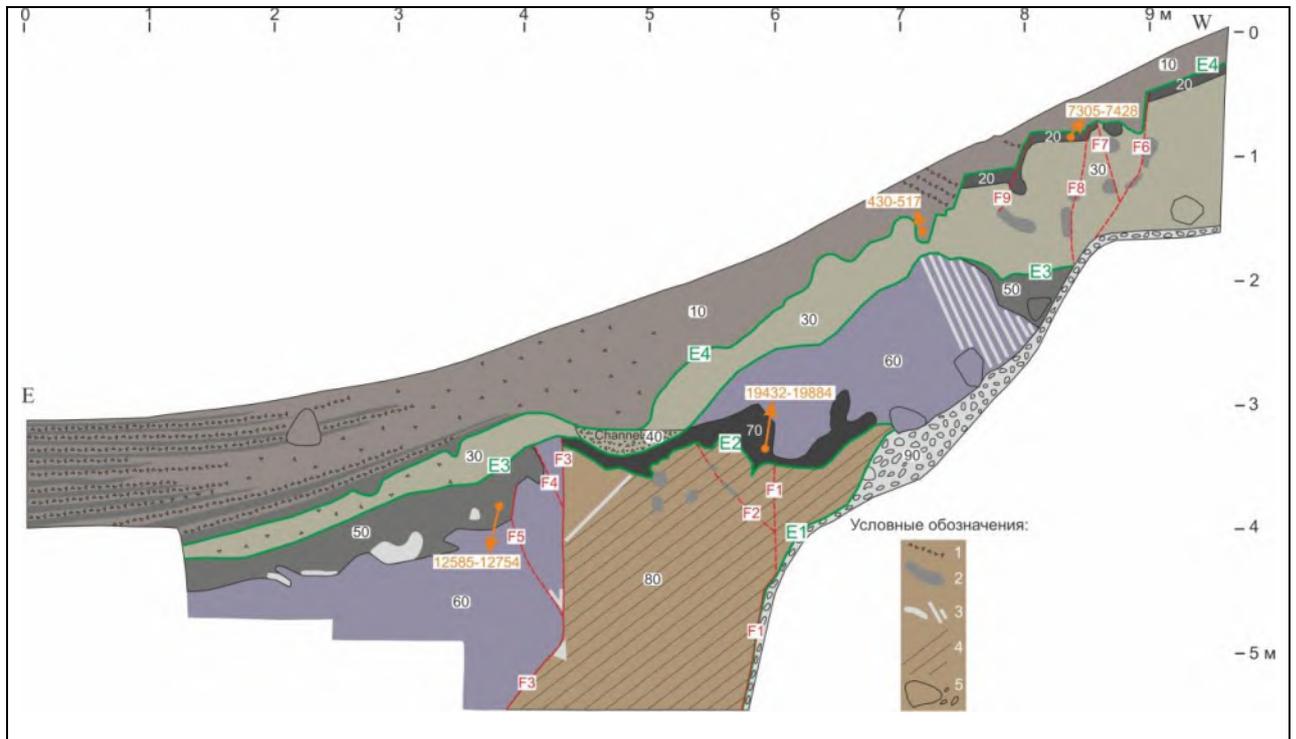


Рис. 4.24. Документация южной стенки траншеи, пройденной вкrest простираения сейсмогенного уступа в конусе выноса р. Улюкчикан. Отложения горизонтов 10-90 описаны в тексте. Оранжевым цветом показаны места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и даны калиброванные возраста (cal years BP) (табл. 4.5). Красными пунктирными линиями показаны разрывные нарушения (F1-F9), деформирующие различные горизонты. Жирными зелеными линиями показаны событийные горизонты (E1-E4). Условные обозначения: 1 - линзы и прослои дресвы, 2 - кротовины, 3 - наиболее яркие проявления вторичной карбонатизации, 4 - наклонная слоистость, 5 - валуны и галечники.

В стенке траншеи наблюдается серия разрывных нарушений (F1-F9, рис. 4.24), по которым смещены некоторые из описываемых горизонтов. По соотношению разрывов и деформированных/перекрывающих горизонтов удалось выделить, как минимум, 4 палеосейсмических события, ответственных за формирование сейсмодислокации. Самое древнее событие, наблюдаемое в стенке траншеи, связано со смещением галечника (горизонт 90) по разлому F1. Событие произошло до накопления наклонно слоистых отложений пачки 80 (событийный горизонт E1) Нам не удалось вскрыть кровлю галечника в висячем (восточном) крыле разлома, поэтому мы не можем оценить общую амплитуду смещения по разрезу. Ограничить это событие по времени по данным разреза тоже не представляется

возможным. Единственным возрастным репером является возраст экспонирования террасы T2, определенный методом *in situ* ^{10}Be (41.7 ± 4.8 тыс. лет), который представляет собой максимальный возраст начала формирования сейсмогенного уступа. Разломы F1 и F2 деформируют пачку 80 и перекрываются палеопочвенным горизонтом 70, в подошве которого выделяется второй событийный горизонт E2. Верхняя граница возраста этого события определяется радиоуглеродным возрастом палеопочвы, перекрывающей деформированную пачку, который заключен в пределы 19432-19884 лет назад (табл. 4.5, рис. 4.24). Нижней возрастной границей этого события, как и предыдущего, является экспонированный возраст террасы. Вышележащие отложения горизонтов 60 и 50 смещены по разломам F3-F5 (восточное крыло опущено). Амплитуда вертикального смещения, определенная по подошве горизонта 50, составляет 0.6-0.8 м. В центральной части стенки горизонт 50 отсутствует (размыт), также наблюдается размыв верхней части горизонтов 60 и 70. На размывтой поверхности последнего наблюдаются отложения временного водотока (40). Одновременно с отложениями водотока, на склонах размывтой поверхности накапливались отложения горизонта 30, перекрывающего разрывные деформации. По подошве этого горизонта мы выделяем событийный горизонт E3. Нижняя граница возраста этого события устанавливается по возрасту деформированной палеопочвы (50) в пределах 12585-12754 лет назад (табл. 4.5, рис. 4.24). Верхняя граница устанавливается по вышележащей палеопочве (20) с возрастом 7305-7428 лет назад (табл. 4.5, рис. 4.24). Разрывы F6-F9 деформируют горизонты 30 и 20 с общей амплитудой вертикального смещения по подошве последнего в 0.7 м, и перекрываются не деформированным горизонтом 10. По границе деформированных и не деформированных отложений был выделен четвертый событийный горизонт E4, который ограничивается возрастом деформированной палеопочвы (7305-7428 лет назад) с одной стороны, и возрастом древесного остатка (430-517 лет назад) в перекрывающих отложениях – с другой.

Таким образом, анализ стратиграфии разреза показал, что в формировании сейсмогенного уступа в террасе T2 р. Улюкчикан участвовало, как минимум, 4

палеоземлетрясения. Учитывая средние значения пределов калиброванных возрастов, можно утверждать, что первые два события (E1-E2) произошли между 41.7 ± 4.8 тыс. лет и 19658 ± 226 лет назад. Следующее событие E3 произошло в период между 12669 ± 85 и 7367 ± 62 , а последнее E4 – между 7367 ± 62 и 474 ± 44 лет назад. Два последних события имели вертикальную амплитуду смещения в 0.6-0.8 м, что, согласно уравнению зависимости магнитуды от амплитуды смещения для сбросовых разломов [Wells and Coppersmith, 1994], соответствует магнитуде 6.6-6.7.

Более узкие временные рамки для последнего события по Улюнской кулисе Баргузинского разлома представлены в работе [Чипизубов и др., 2007]. По данным датирования палеопочв, подстилающих и перекрывающих коллювиальный клин, калиброванный возраст последнего палеособытия находится в интервале 4191-4626 лет. Более ранние события в разрезах траншей по Улюнской кулисе А.В. Чипизубовым и др. [2007] зафиксированы не были. Однако предполагалось, что событие с возрастом ~ 9000 лет, продатированное в траншее на соседней Саранхурской кулисе Баргузинского разлома, также вскрывало и Улюнскую кулису.

4.3.1.3.2. Изучение сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюн

Более высокая терраса Т3 представлена в районе выхода р. Улюн из хребта во впадину (см. местоположение на рис. 4.19Б) и также деформирована по разлому. Определение возраста этой террасы предоставляет возможность оценить скорость вертикального смещения за более длительный промежуток времени и сравнить, меняется ли она во времени. С помощью квадрокоптерной аэрофотосъемки было проведено картирование и построена цифровая модель местности зоны тектонических деформаций в конусе выноса р. Улюн (рис. 4.25). Топографический профиль, построенный вкрест простирания долины, показывает наличие трех террас Т1, Т2 и Т3 высотой 1.5-2, 5.5 и 7.5 м от уреза реки, соответственно. Деформации представлены двумя параллельными уступами в террасах Т2 и Т3 в правом борту р. Улюн. В террасе Т3 верхний уступ имеет меньшую

величину (порядка 2 м), чем нижний (см профили 3-3' и 4-4' на рис. 4.25). В террасе Т2 величина верхнего уступа возрастает в сторону реки, а нижний уступ частично размыт. В районе границы с террасой Т1 терраса Т2 деформирована только одним (верхним) разрывом, сформировавшим уступ, величина смещения поверхности террасы составляет 7.5 м (см профиль 5-5' на рис. 4.25).

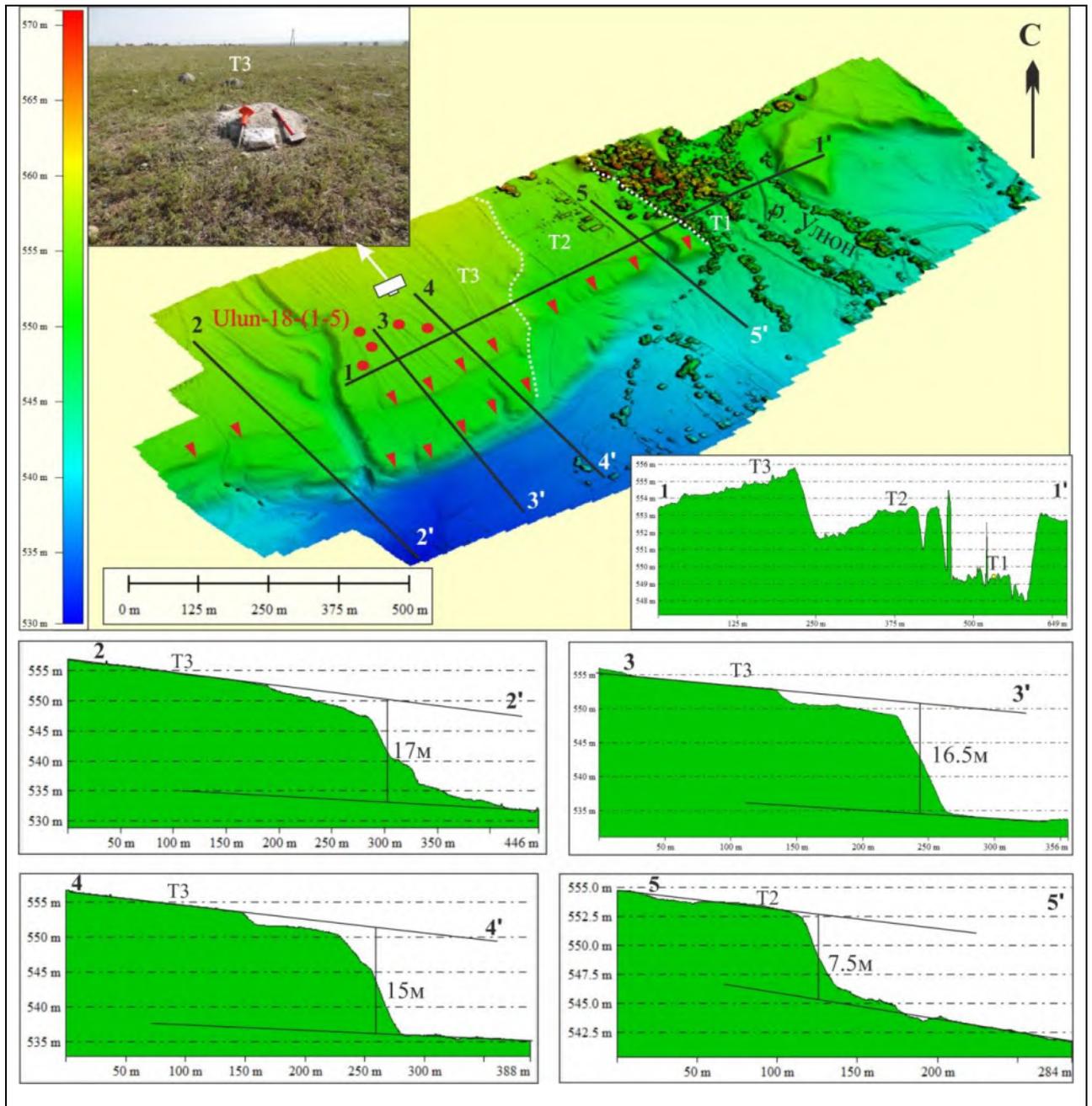


Рис. 4.25. Цифровая модель местности зоны сейсмогенных деформаций в конусе выноса р. Улюн. Красными треугольниками показаны сейсмогенные уступы, белой пунктирной линией - террасовые уступы. 1-1' - топографический профиль вкострости долины с указанием нумерации террас, 2-2', 3-3', 4-4' и 5-5' - топографические профили вкострости сейсмогенных уступов с указанием амплитуд смещения. На фото - отбор образца на поверхности террасы Т3 на ^{10}Be анализ.

Топографические профили вкрест простирания сейсмогенных уступов в террасе Т3 (профили 2-2', 3-3' и 4-4' на рис. 4.25) позволили рассчитать среднюю амплитуду накопленного вертикального смещения поверхности Т3, которое составило 16.2 ± 0.8 м. Для оценки возраста этой террасы было отобрано 5 образцов с ее поверхности. Образцы отбирались из крупных гранитных валунов, частично выступающих над поверхностью террасы (см. фото на рис. 4.25), согласно стандартной методике отбора образцов на *in situ* ^{10}Be анализ. Результаты проведенных анализов (табл. 4.6) показали, что значения возраста экспонирования образцов варьируют от ~74 до ~92 тыс. лет (образцы Ulun-18-1 – Ulin-18-4). Образец Ulun-18-5 показал значение возраста, сильно превышающее эти пределы. Очевидно, что он испытал более длительную историю экспонирования, отличную от остальных образцов, и в дальнейших расчетах он не учитывался. Среднее значение возраста экспонирования, отражающее максимальный возраст обособления террасы Т3, определенное по образцам Ulun-18-1, Ulun-18-2, Ulun-18-3 и Ulin-18-4, составляет 83561 ± 7440 лет.

По среднему значению возраста террасы и амплитуде ее смещения была рассчитана минимальная вертикальная скорость смещения по разлому, которая так же, как и для террасы Т2, составила 0.2 ± 0.02 мм/год.

| Sample | Latitude | Longitude | Altitude (masl) | Shielding | ^{10}Be meas | ^{10}Be uncertainty | Age | Age uncertainty |
|-----------|------------|-------------|-----------------|-----------|-----------------------|------------------------------|---------|-----------------|
| Ulun-18-1 | 53°49.715 | 109°53.956' | 516 | 0,995 | 621 089 | 19 037 | 92 535 | 2836 |
| Ulun-18-2 | 53°49.714' | 109°53.903' | 516 | 0,995 | 486 491 | 18 597 | 74 007 | 2829 |
| Ulun-18-3 | 53°49.708' | 109°53.893' | 516 | 0,995 | 534 534 | 32 430 | 81 578 | 4949 |
| Ulun-18-4 | 53°49.701' | 109°53.882' | 516 | 0,995 | 564 599 | 24 259 | 86 122 | 3700 |
| Ulun-18-5 | 53°49.669' | 109°53.914' | 516 | 0,995 | 821 293 | 25 075 | 127 025 | 3878 |

Таблица 4.6. Результаты ^{10}Be датирования образцов, отобранных на поверхности террасы Т3 р. Улюн.

4.3.1.3.3. Обсуждение результатов и выводы

Таким образом, проведенные морфотектонические и палеосейсмологические исследования на Улюнской кулисе Баргузинского разлома показали, что формирование 7-9 – метровых уступов в террасе T2 не является одноактным, как это было предложено в работе [Чипизубов и др., 2007]. Морфотектонические признаки, такие, как наличие двух террас в поднятом крыле разлома и разделение сейсмогенного уступа на две ступени, свидетельствует о том, что изучаемые деформации сформировались в результате нескольких сейсмических событий. Изучение деформаций в стенках траншеи, заложенной вкрест простирания сейсмогенного уступа в террасе T2 р. Улюкчикан, позволило выявить, как минимум, 4 палеосейсмических события, ответственных за формирование данной структуры. Верхнее возрастное ограничение самого древнего из выявленных событий составляет 19658 ± 226 лет, что значительно удревяняет возраст данной структуры по сравнению с предложенным в работе [Чипизубов и др., 2007]. Поскольку траншея не была пройдена до аллювиальных отложений в опущенном крыле разлома, мы не можем говорить о точном количестве событий и возрасте данной палеосейсмодислокации. Мы можем только утверждать, что начало формирования структуры заключено во временные рамки $41.7 \pm 4.8 - 19.7 \pm 0.2$ тыс. лет, что предполагает минимальную и максимальную скорости вертикального смещения в 0.2 ± 0.02 и 0.4 ± 0.02 мм/год, соответственно.

Минимальная скорость смещения за более длительный промежуток времени (последние ~ 84 тыс. лет), измеренная по деформациям в террасе T3, совпадает с минимальной скоростью, измеренной за последние ~ 42 тыс. лет. Она также совпадает с долгосрочной скоростью смещения, рассчитанной на основе анализа параметров фасет для Улюнской кулисы Баргузинского разлома [Petit et al., 2009]. Эти совпадения дают основание предполагать, что скорость деформаций остается более или менее постоянной во времени на протяжении всего неоген-четвертичного этапа. Скорость, рассчитанная для Улюнской кулисы, не характеризует весь Баргузинский разлом, для других кулис которого неоген-четвертичные скорости вертикального смещения составляют 1.1-1.2 мм/год [Petit et al., 2009].

Даже с учетом максимального, полученного нами, значения скорости в 0.4 ± 0.02 мм/год, оно в три раза ниже этих скоростей. Это свидетельствует о том, что максимальные деформации, связанные с раскрытием Баргузинской впадины, сосредоточены в центральной и северной ее частях, тогда как южное окончание Баргузинской впадины остается менее активным.

Проведенные палеосейсмологические исследования показали, что Улюнская кулиса Баргузинского разлома может генерировать землетрясения с магнитудой 6.6-6.7. Если амплитуда смещения по разлому при каждом событии была примерно одинаковой (т.е. 0.7 ± 0.1 м), то ее деление на минимальную и максимальную скорости смещения (0.2 ± 0.02 и 0.4 ± 0.02 мм/год), дадут средний период повторяемости таких землетрясений в 3500 ± 610 и 1750 ± 265 лет. Это отличается от данных, представленных в работе [Чипизубов и др., 2007], за счет того, что полученные нами данные датирования деформированных почвенных горизонтов позволили значительно увеличить возраст Улюнской сейсмодислокации, а данные по количеству сейсмических событий, ответственных за формирование структуры, уменьшить амплитуду смещения за одно событие и, таким образом, уменьшить значение средней магнитуды повторяющихся землетрясений. Но поскольку мы не имеем уверенных данных о том, что события такой магнитуды являются характеристичными для Улюнской кулисы Баргузинского разлома, не исключается возможность продуцирования разломом более мощных землетрясений в прошлом и, возможно, в будущем. Поскольку максимальный период повторяемости для разрывообразующих землетрясений по Улюнской кулисе определен в 3500 ± 610 лет, а за последние 12669 ± 85 лет произошло лишь 2 разрывообразующих палеоземлетрясения, из них последнее, по данным [Чипизубов и др., 2007], произошло 4191-4626 лет назад, стоит ожидать подобное событие в ближайшем будущем.

4.3.1.4. Тункинская часть Байкальского рифта

Субширотно ориентированная Тункинская система впадин, расположенная на юго-западном фланге Байкальского рифта, находится в переходной зоне от деформационного

режима сжатия западной Монголии [Tapponnier and Molnar, 1979; Baljinyam et al., 1993 и др.], к режиму растяжения, характерному для центральной части Байкальского рифта [Logatchev and Zorin, 1987; Solonenko et al., 1997; Petit and Fournier, 2005 и др.]. Не характерное для рифтов поле напряжений на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы контролируется унаследованными коровыми и литосферными структурами [Шерман и др., 1973; Delvaux et al., 1997; Zorin et al., 2003; Petit and Déverchère, 2006; Jolivet et al., 2009].

Тункинская часть Байкальского рифта представлена цепочкой чередующихся впадин и межвпадинных перемычек (с запада на восток): Мондинская впадина, Хара-Дабанская перемычка, Хойтогольская, Туранская впадины, Ниловский отрог, Тункинская впадина, Еловский отрог, Торская впадина, Быстринская перемычка и Быстринская впадина (рис. 4.26). С севера и юга Тункинская система впадин обрамлена горными хребтами Тункинских Гольцов и Хамар-Дабана, различными по своим геоморфологическим характеристикам. Тункинские гольцы представляют собой высокогорные хребты, состоящие из узких скалистых гребней и пиков, разделенных глубокими ледниковыми цирками и троговыми долинами. Отдельные вершины Тункинских Гольцов достигают абсолютной высоты 3200 – 3300 метров. Склоны хребта очень круто обрываются в сторону Тункинской системы впадин, где вдоль подножья хребта простирается косая предгорная равнина с резким перегибом профиля. Хребет Хамар-Дабан, обрамляющий с юга Тункинскую систему впадин, в целом на 500-700 метров ниже Тункинских Гольцов, он имеет массивную морфоскульптуру и платообразную вершинную поверхность. Северный склон хребта прорезан долинами и местами забронирован покровами миоценовых базальтов. Он спускается во впадину достаточно полого, не образуя значительного перегиба. Максимальные вершины Хамар-Дабана находятся на расстоянии 20-25 км от впадины, тогда как в Тункинских Гольцах высоты нарастают очень быстро и становятся максимальными в нескольких километрах от края впадины. Такое различие в морфологии хребтов,

обрамляющих Тункинскую систему впадин, объясняется структурной асимметрией впадин Байкальского типа [Нагорья..., 1974 и ссылки в ней].

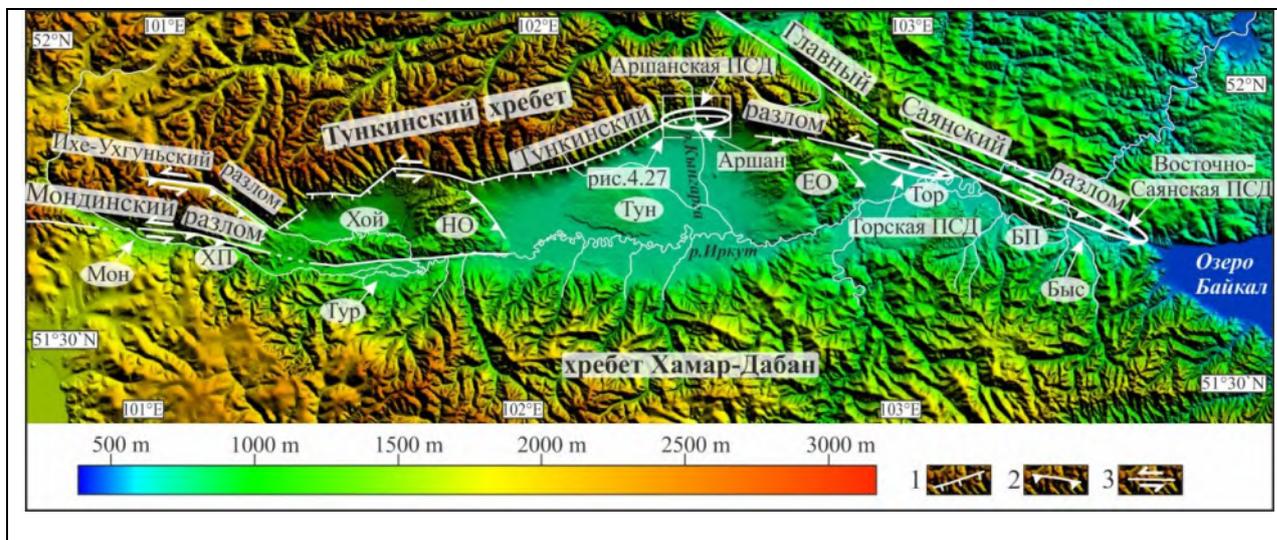


Рис. 4.26. Цифровая модель рельефа (SRTM) Тункинской системы впадин: Мон - Мондинская впадина, ХП - Хара-Дабанская перемычка, Хой - Хойтогольская впадина, Тур - Туранская впадина, НО - Ниловский отрог, Тун - Тункинская впадина, ЕО - Еловский отрог, Тор - Торская впадина, БП - Быстринская перемычка, Быс - Быстринская впадина. Белыми эллипсами показаны выявленные палеосейсмодислокации (ПСД). 1-3 - главные активные разломы и их кинематическая характеристика: 1 - сбросы, 2 - взбросы, 3 - сдвиги.

В олигоцен-миоценовое время эта территория претерпела первую фазу неотектонических движений, и с этого момента началось прогибание системы Тункинских впадин, накопление мощных толщ осадочных отложений и проявления базальтового вулканизма [Шерман и др., 1973; Мазиллов и др., 1993; Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2000; Логачев, 2003]. Плиоцен-четвертичный этап характеризуется усилением опускания впадин и накоплением грубообломочных осадочно-вулканогенных отложений в пределах современных границ Тункинской системы впадин [Мазиллов и др., 1972].

Разным этапам кайнозойского развития Тункинской системы впадин соответствуют разные механизмы ее формирования. Авторы работы [Парфеевец, Саньков, 2006а] на основе реконструкции кайнозойского поля напряжений показали, что на олигоцен-раннеплиоценовом этапе развития Тункинской системы впадин механизмом формирования

было косое растяжение, а на позднеплиоцен-четвертичном этапе режим сменился на косое сжатие.

Современные деформации изучаемого района устанавливаются по данным GPS-геодезии и по механизмам очагов землетрясений. Так, по данным GPS-геодезии, ЮЗ фланг Байкальской рифтовой системы и примыкающая к нему часть Восточного Саяна характеризуется субширотным простираем векторов голоценовых горизонтальных смещений с преобладанием сдвиговых деформаций блоков [Саньков и др., 1999]. На базе GPS-измерений в Байкало-Монгольском регионе была построена простая модель деформаций, предполагающая накопление упругих деформаций на субширотно ориентированных сдвиговых разломах. Согласно этой модели, была рассчитана современная скорость горизонтального левостороннего смещения по Тункинскому разлому, она составила 2 ± 1.2 мм/год [Calais et al., 2003]. По данным о механизмах очагов землетрясений, на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы происходит тесное взаимодействие растягивающих и сжимающих напряжений, результатом которого является сложный комплекс различных типов тектонических деформаций. Средний тензор сейсмического момента, рассчитанный по совокупным данным о фокальных механизмах и сейсмических моментах Тункинских землетрясений, показал, что отличительной чертой района является сдвиговый деформационный режим, при котором вклад сжимающих усилий более значителен, чем растягивающих [Melnikova et al., 2004].

Важную роль в понимании морфоструктурной эволюции Тункинской системы впадин играет изучение контролирующих ее разломов, их кайнозойской кинематики и скоростей смещения, а также исследование комплекса террас рек, пересекающих разломы, которые хранят в себе запись тектонических и климатических событий. Для Тункинской системы впадин главную морфоконтролирующую роль играет Тункинский разлом, а также юго-восточное окончание Главного Саянского разлома (на восточном фланге Тункинской системы впадин) и Мондинский разлом (на западном фланге) (рис. 4.26). Тункинский и Главный Саянский разломы сейсмически активны и к ним приурочена серия

палеосейсмодислокаций, свидетельствующих о крупных разрывообразующих палеоземлетрясениях, происходивших в позднем плейстоцене – голоцене [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013]. Причем если для Тункинского разлома сейсмодислокации расположены на разных его сегментах, то для Главного Саянского - сейсмогенные деформации располагаются только в юго-восточной его части в области сближения с Тункинским разломом. Этот факт поднимает вопрос о передаче деформаций между двумя разломами, а также вопрос об активности Главного Саянского разлома северо-западнее зоны сближения его с Тункинским. Мондинский разлом оставался недостаточно изученным с точки зрения палеосейсмологии, хотя в его зоне происходили сильные современные землетрясения [Delouis et al., 2002] и фиксировались следы палеосейсмических событий [Arzhannikova et al., 2005; Lunina et al., 2015; Лунина и др., 2016]. Ниже представлены данные исследований, проведенные под руководством или с участием автора работы в зонах главных активных разломов Тункинской системы впадин. Большинство результатов опубликовано в статьях [Аржанникова и др., 2003а; 2007; Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2005; 2018; 2020b; Ritz et al., 2018; Chebotarev et al., 2021].

4.3.1.4.1. Центральная часть Тункинской системы впадин. Тункинский разлом

Тункинский разлом представлен сегментами субширотного и северо-восточного простирания общей протяженностью 160 км с разными амплитудами неотектонических деформаций и разной геоморфологической выраженностью. Сегменты северо-восточного простирания, как правило, имеют ярко выраженные фасеты на склонах и имеют сбросовую кинематику, тогда как субширотные сегменты Тункинского разлома являются преимущественно левосторонними сдвигами [Шерман и др., 1973, Чипизубов и др., 2003]. Сейсмогеологические работы, проведенные со вскрытием Тункинского разлома тридцатью траншеями [Чипизубов и др., 2003], позволили уточнить кинематику разноориентированных

сегментов разлома на голоценовом этапе развития. В пределах субширотных отрезков деформации чаще всего характеризуются левосторонней сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематикой, а сегменты северо-восточного простирания являются сбросами. При этом авторы работы отмечают, что горизонтальные амплитуды одноактных подвижек в 2-3 раза превышают вертикальные.

Была предпринята попытка оценки позднеплиоцен-плейстоценовых скоростей вертикальных движений по Тункинскому разлому по превышению рельефа Тункинского хребта над одноименной впадиной (без учета осадочного заполнения впадины) и плейстоцен-голоценовых скоростей горизонтальных левосдвиговых перемещений по изгибу русел рек и ручьев, предположительно, заложенных в начале плейстоцена [Лукина, 1989]. В этой же работе дана приблизительная оценка скоростей вертикальных движений по деформациям в зоне Тункинского разлома террас р. Кынгарга, дренирующей Тункинский хребет и выходящей в Тункинскую впадину в районе пос. Аршан. При этом использовались предположительные возраста террас, прямое датирование не проводилось. Таким образом, при отсутствии датированных морфотектонических маркеров, достоверные скорости смещения по разлому рассчитаны не были.

При этом район выхода р. Кынгарга из Тункинского хребта является наиболее перспективным для расчета скоростей смещения по разлому, поскольку здесь представлена хорошо сохранный лестница террас, деформированная Тункинским разломом. Также этот участок разлома хорошо изучен с точки зрения палеосейсмологии, поскольку к нему приурочена Аршанская палеосейсмодислокация, свидетельствующая о серии крупных палеоземлетрясений, произошедших в голоцене [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013]. Сейсмогенная структура имеет общую длину около 15 км и простирается к западу и к востоку от пос. Аршан. Палеосейсмогеологическое изучение структуры показало, что деформации развивались при сбросо-сдвиговом смещении по разлому, при этом наблюдаются признаки транспрессионных деформаций в виде разрывов «цветковой» структуры (flower structure) [McCalpin and Khromovskikh, 1995], и

компенсационного взброса [Smekalin et al., 2013] по опереющим разломам при сдвиговой подвижке по основному сместителю.

Под руководством автора работы было проведено детальное картирование террас р. Кынгарга в зоне пересечения их с Тункинским разломом с помощью портативного GPS-приемника, лазерного дальномера, серии топографических профилей и цифрового теодолита, продатированы ключевые террасы с помощью метода ^{10}Be in situ и измерено смещение по разлому ярко выраженных морфологических реперов. Данные исследования позволили оценить скорость вреза на разных этапах формирования лестницы террас, а также соотношение вертикальной и горизонтальной скоростей движения по субширотному сегменту Тункинского разлома, контролирующего развитие Тункинской впадины. Анализ данных палеосейсмологических исследований и палеоклиматической обстановки, вместе с датированием террас, позволил оценить влияние тектонического и климатического факторов на их формирование и задокументировать геоморфологический отклик реки на опускание впадины в период глобальных климатических изменений.

4.3.1.4.1.1. Морфотектонический анализ района выхода р. Кынгарга из Тункинского хребта

Долина р. Кынгарга представляет собой V-образную долину, несущую следы ледниковой деятельности только в самых верховьях в виде ледниковых каров и остатков морен (рис. 4.27 А-С). В районе выхода из гор в долине реки выделяется шесть террас. В основном это эрозионно-аккумулятивные террасы, где нижняя часть уступа (цоколь) сложена коренными породами, а верхняя - аллювиальными отложениями (рис. 4.27 D). Ранее, попытка оценки возраста этих террас была проведена на основе корреляции с террасами р. Иркут, основной реки, дренирующей Тункинскую впадину, в которую впадает р. Кынгарга [Лукина, 1989]. При этом возраст нижних террас Иркуты, по аналогии с террасами других долин Южной Сибири, связывался с позднеплейстоценовыми оледенениями и межледниковьями (Т1 - 10-23 тыс. лет; Т2 - 23-55 тыс. лет; Т3 - 55-110 тыс.

лет), возраст более высоких террас определялся как среднеплейстоценовый (Т4 - 110-180 тыс. лет, Т5 - 180-290 тыс. лет) и раннеплейстоценовый (Т6 - 290-500(?) тыс. лет). По утверждению Н.В. Лукиной [Лукина, 1989], возраста Т1, Т2, Т4 и Т5 для Иркуты подтвердились серией термолюминесцентных и радиоуглеродных датировок и идентификацией ископаемых остатков. Те же возрастные рамки Н.В. Лукина [Лукина, 1989] применяет и к террасам р. Кынгарга, поскольку она является притоком Иркуты. Эти же возраста террас были использованы и в более детальных палеосейсмологических исследованиях в зоне Тункинского разлома в месте его пересечения с рекой Кынгарга [McCalpin and Khromovskikh, 1995]. Рассчитанные на их основе вертикальные скорости смещения по Тункинскому разлому, деформирующему террасу Т3, составили 0.08-0.16 мм/год, а Т6 – 0.07-0.11 мм/год, что, по мнению авторов работы [McCalpin and Khromovskikh, 1995], является слишком низким значением для скоростей, характерных для данного типа морфологии горного фронта [Bull, 1984, 1987]. [McCalpin and Khromovskikh, 1995] считают, что оцененные Н.В. Лукиной [1989] возраста всех террас Кынгарги, базирующиеся на корреляции с рекой Иркут, слишком завышены, что и может являться одной из причин заниженных значений скоростей вертикального смещения по Тункинскому разлому.

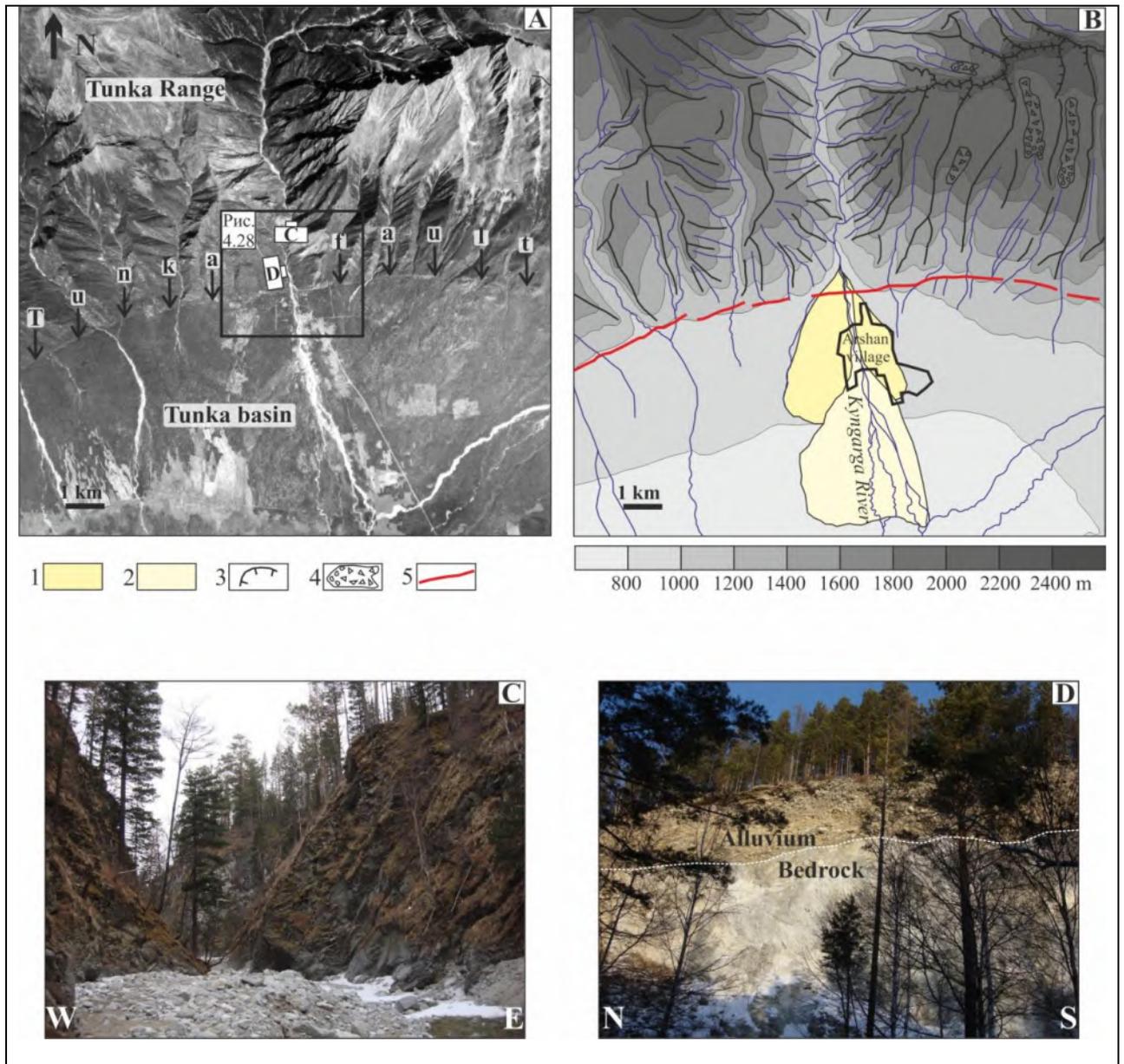


Рис. 4.27. Аэрофотоснимок (А) и геоморфологическая схема (В) долины р. Кынгарга: 1 - древний террасированный конус выноса, 2 - современный конус выноса, 3 - ледниковые цирки, 4 - ледниковые и обвально-осыпные отложения, 5 - сегменты Аршанской палеосейсмодислокации по Тункинскому разлому. С - фото V-образной долины р. Кынгарга, D - фото эрозионно-аккумулятивной террасы Т5 в левом борту р. Кынгарга.

Действительно, возрастная корреляция террас притока с главной рекой не всегда может быть корректной. В данном случае, Кынгарга является горной рекой, дренирующей хребет Тункинские Гольцы, с перепадом высот 1260 м на 12 км, тогда как р. Иркут течет вдоль хребта по широкой наклонной поверхности дна Тункинской впадины с перепадом высот 900 м на 200 км, что свидетельствует о различной скорости вреза этих двух рек. Возможным фактором формирования террас на реке Кынгарга может являться таяние ледников в ее верховьях в межледниковые периоды, которое могло увеличивать скорость

эрозии за счет усиления водного потока и давать толчок к формированию новых террас. Тогда как Иркут, который находится за пределами конуса выноса Кынгарги, может реагировать на климатические изменения с запозданием. Плюс ко всему, в южном подножье Тункинских Гольцов проходит Тункинский разлом, по которому осуществляется опускание впадины относительно хребта. Он пересекает реку Кынгарга в месте выхода ее из гор. Вертикальные движения по Тункинскому разлому тоже способствуют обособлению террас и формированию новых врезов на горном участке реки Кынгарга, расположенном в лежащем крыле разлома, которые не должны коррелироваться напрямую с террасами р. Иркут, протекающей в центральной части впадины. Таким образом, оценка возрастов террас, предложенная в работе [Лукина, 1989], на базе корреляции двух рек, протекающих в различных морфотектонических условиях, достаточно гипотетична. Такое гипотетическое определение возраста террас делает невозможным корректные расчеты скоростей смещения по Тункинскому разлому, деформирующему лестницы террас левых притоков р. Иркут.

С целью уточнения возраста террас и их взаимоотношения с разломным уступом, а также расчета скорости смещения по разлому, мы детально откартировали террасы р. Кынгарга в зоне пересечения ее долины с разломом (рис. 4.28А). Данные картирования позволили уточнить нумерацию и количество террас, представленных в работах предыдущих исследователей [Лукина, 1989; McCalpin and Khromovskikh, 1995]. Соответствие откартированных нами террас номерам террас из вышеприведенных работ представлено в таблице 4.7.

| Это исслед. | [McCalpin and Khromovskikh, 1995] | [Лукина, 1989] | Н (м) л/в |
|----------------|--------------------------------------|--|-----------|
| T1 | T2 | T1 | 3.5/3.5 |
| T2 | T3 | T3 | 24/14 |
| T3 | T4 | T4 | 29/19 |
| T4 | - | - | 35/- |
| T5 | T6 | T5 in the right side and T3 in the left side | 39/- |
| T6 | - | - | 46/- |

Таблица 4.7. Соответствие нумерации террас, используемой в данной работе, нумерации террас из цитируемых источников. Н (м) – высота террас от уреза реки в районе разломного уступа в лежащем (л) и висячем (в) крыле разлома.

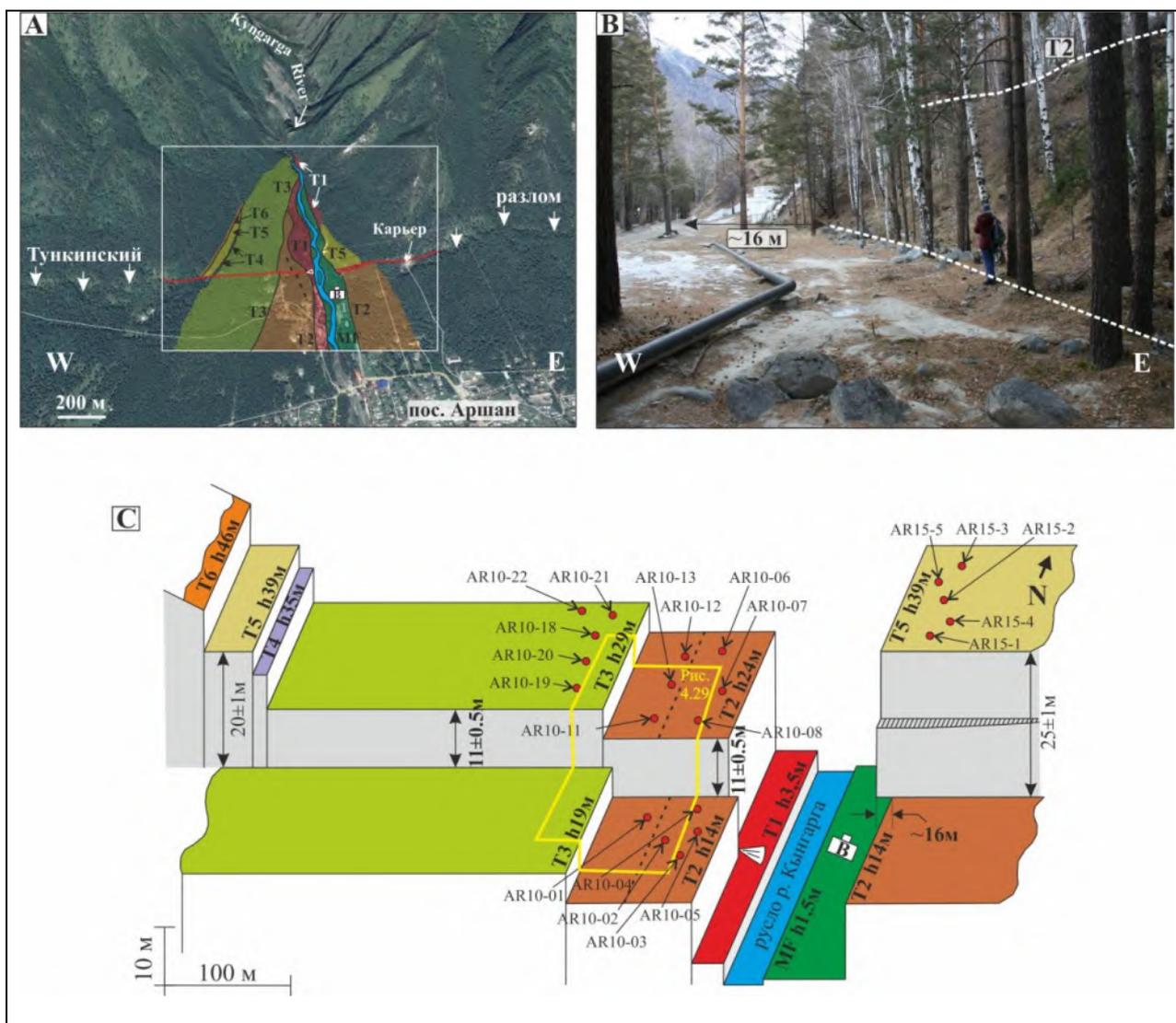


Рис. 4.28. А - панорамный вид на космоснимке (Google Earth) террасированного аллювиального конуса р. Кынгарга, деформированного Тункинским разломом. Белым квадратом показан район исследований, красной линией показан Тункинский разлом в пределах района исследований. В - фото 16-метрового смещения террасы Т2 в левом борту долины р. Кынгарга. С - 3D модель террас, деформированных Тункинским разломом (разломный уступ закрашен серым цветом). Черной пунктирной линией обозначена смещенная эрозионная ложбина на поверхности террасы Т2. Желтым контуром оконтурена площадь топографического картирования зоны деформаций, представленного на рис. 4.29. Красными кружками обозначены места отбора образцов на *in situ* ^{10}Be анализ.

Русло р. Кынгарга в районе пересечения с основным уступом Тункинского разлома имеет несколько рукавов, прорезающих высокую пойму (ВП) высотой 1,5 метра и образующих небольшие островки.

Первая надпойменная терраса (Т1), высотой от 3 до 4,5 м, прослеживается на всем протяжении правого борта долины и в районе уступа имеет высоту 3,5 м и ширину площадки 30 м. В левом борту терраса сохранилась фрагментарно - только в северной части

исследуемой площади. При обследовании террасы в районе основного уступа не было обнаружено сейсмогенных деформаций в 1,3 м высотой, о которых говорится в работе [McCalpin and Khromovskikh, 1995]. Небольшое возвышение на поверхности террасы в этом месте, которое, вероятно, было принято за размытый уступ, имеет форму конуса, понижающегося в северном и в южном направлении до первоначальной высоты террасы, и связано с выносом осадков из грабенообразного понижения в основании уступа временными водотоками (рис. 4.28С). В данном вопросе автор согласен с авторами работы [Чипизубов и др., 2003], которые также не обнаружили деформаций первой террасы р. Кынгарга. Датирование тонкого погребенного горизонта органики в пойменных наносах не деформированной террасы Т1 и, последующая корректировка и калибровка дали календарный возраст 1024-1315 лет назад [McCalpin and Khromovskikh, 1995].

Вторая терраса (Т2) смещена по разлому и имеет разную высоту от уреза реки. В южном (опущенном) крыле разлома терраса имеет высоту 14 м и прослеживается в обоих бортах долины. В северном крыле - терраса сохранилась только в правом борту долины и имеет высоту 24 м от уреза реки. Ширина террасовой поверхности правого борта в районе тектонического уступа около 60 м, вверх по течению она постепенно сужается и выклинивается. В левом борту терраса не имеет резких ограничений, а ее поверхность постепенно переходит в поверхность делювиального шлейфа. По данным [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов и др., 2003; Смекалин, 2008] тектонический уступ, деформирующий террасу Т2 в правом борту реки, формировался в несколько этапов, что нарастило его высоту до ~10 м. После того, как река прорезала уступ в верхнем крыле разлома, она начала врезаться в отложения нижнего крыла, формируя одновременно нижние 10,5 метров террасы Т2 в обоих крыльях.

Кроме вертикальных подвижек в правом борту долины наблюдается и горизонтальное (левостороннее) смещение эрозионной ложбины на поверхности террасы Т2, а также бровки террасы Т3. Вопрос о горизонтальной компоненте смещения для широтного отрезка Аршанской палеосейсмогенной структуры является спорным. В ранних исследованиях

[Сейсмоструктура..., 1975; Лукина, 1989] указывается на признаки левосторонних смещений на этом участке Тункинского разлома, таких, как изгибы рек в месте пересечения разлома, а также изгиб в плане тылового шва второй надпойменной террасы в районе двойного уступа в левом борту р. Кынгарга. [McCalpin and Khromovskikh, 1995] оспаривают данные Н.В. Лукиной [1989], объясняя видимые сдвиговые деформации в левом борту долины результатом эрозии водного потока в зоне разлома. Авторы приводят стратиграфические доказательства сдвига по оперяющим разломам, обнаруженные в карьере, вскрывающем осадочные отложения в тектоническом уступе в 1 км к востоку от реки Кынгарга, при этом для террас Кынгарги доказательств сдвига данными авторами [McCalpin and Khromovskikh, 1995] обнаружено не было. Позднее, на основании дополнительных палеосейсмогеологических исследований Аршанской дислокации [Чипизубов и др., 2003], были представлены доказательства левосдвигового смещения на этом участке разлома. Так, авторы отметили 12-метровый сдвиг бровки третьей террасы и 14-метровое левостороннее смещение эрозионной ложбины на поверхности второй террасы в правом борту р. Кынгарга, а также 16-метровое смещение второй террасы в районе уступа в левом борту реки. Тем не менее, авторы более поздних работ [Смекалин, 2008; Smekalin et al., 2013] поддерживают точку зрения [McCalpin and Khromovskikh, 1995] об отсутствии сдвиговых смещений на широтном участке Аршанской палеосейсмоструктуры. Наши наблюдения подтверждают выводы, сделанные в работе [Чипизубов и др., 2003] о существовании сдвиговой компоненты, с небольшим уточнением значений амплитуд смещения. Так, для более точной оценки вертикальной и горизонтальной амплитуд смещения было проведено топографическое картирование деформированных террас Т2 и Т3 в правом борту р. Кынгарга. С помощью тахеометра было измерено 1458 топографических точек и построена цифровая модель рельефа зоны деформаций на площади 178x162 м² (рис. 4.29). Для оценки амплитуды горизонтального смещения были определены реперные линии на поверхности Т2 в лежачем и висячем крыльях разлома: AA' и BB' - вдоль правого борта эрозионной ложбины, CC' и DD' – вдоль тылового шва террасы Т2 (рис. 4.29А). Морфотектоническая

реконструкция поверхности террасы до деформации показана на рис. 4.29В. По ней восстанавливается амплитуда накопленного горизонтального смещения в 19 ± 1 м. Для определения вертикальной амплитуды смещения были построены два топографических профиля Р1 и Р2 вкост простираия разломного уступа (рис. 4.29А-Д). Полученные данные позволили оценить среднюю амплитуду вертикального смещения в 11 ± 0.5 м. Эти оценки несколько выше предложенных в работе [Чипизубов и др., 2003], но, поскольку они были сделаны при более точных измерениях, они и будут использоваться при дальнейших расчетах.

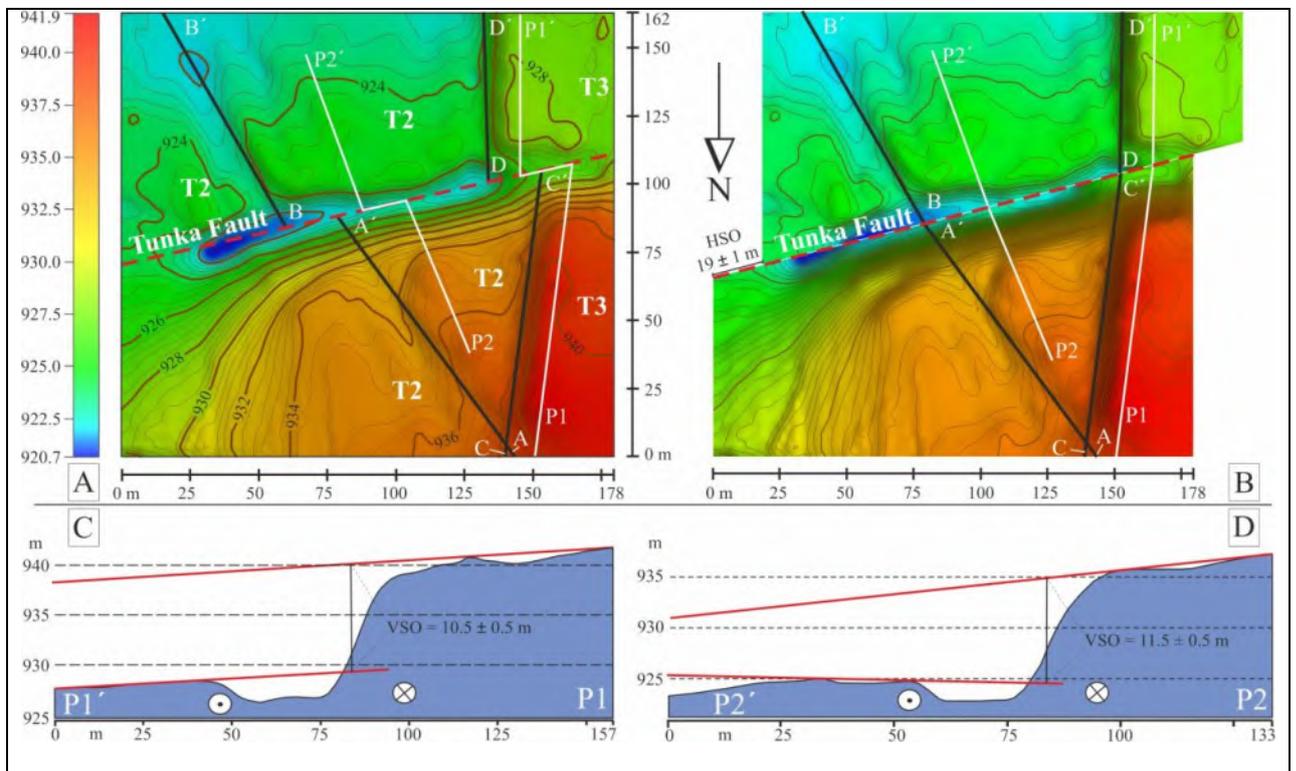


Рис. 4.29. Цифровая модель рельефа (А) и морфотектоническая реконструкция (В) зоны деформаций в пределах террас Т2 и Т3 Аршанской палеосейсмодислокации с реперными линиями (А-А', В-В', С-С', D-D') и топографическими профилями вкост простираия сейсмогенного уступа (P1-P1', P2-P2'). HSO - горизонтальное смещение поверхности. Профили P1 (С) и P2 (D) отражают вертикальную амплитуду смещенной поверхности (VSO) террас Т2 и Т3.

Вопрос об амплитуде сдвига террасы Т2 в левом борту долины р. Кынгарга остается до конца не выясненным, поскольку видимое 16-метровое смещение (рис. 4.28В) может

являться результатом как сдвига, так и эрозионного размыва в зоне разлома (или обоих процессов), и выделение тектонической составляющей не представляется возможным.

Третья терраса (Т3) также смещена по разлому, и высота ее от уреза реки в правом борту долины составляет 19 м в опущенном крыле и 29 – в поднятом. Как показано выше, бровка террасы Т3 смещена еще и левосторонним сдвигом на 19 ± 1 м. Ширина террасы в поднятом крыле около 300 м. В опущенном крыле поверхность террасы простирается на значительное расстояние и плавно переходит в предгорную поверхность. Высота террасового уступа Т3 составляет 5 метров как в поднятом, так и в опущенном крыле разлома (рис. 4.30 С). Высота тектонического уступа в районе пересечения бровки террасы Т3 составляет, как и для террасы Т2, 11 ± 0.5 м, что говорит о том, что 11-метровый уступ начал формироваться после обособления террасы Т3 и 5-метрового вреза в ее поверхность.

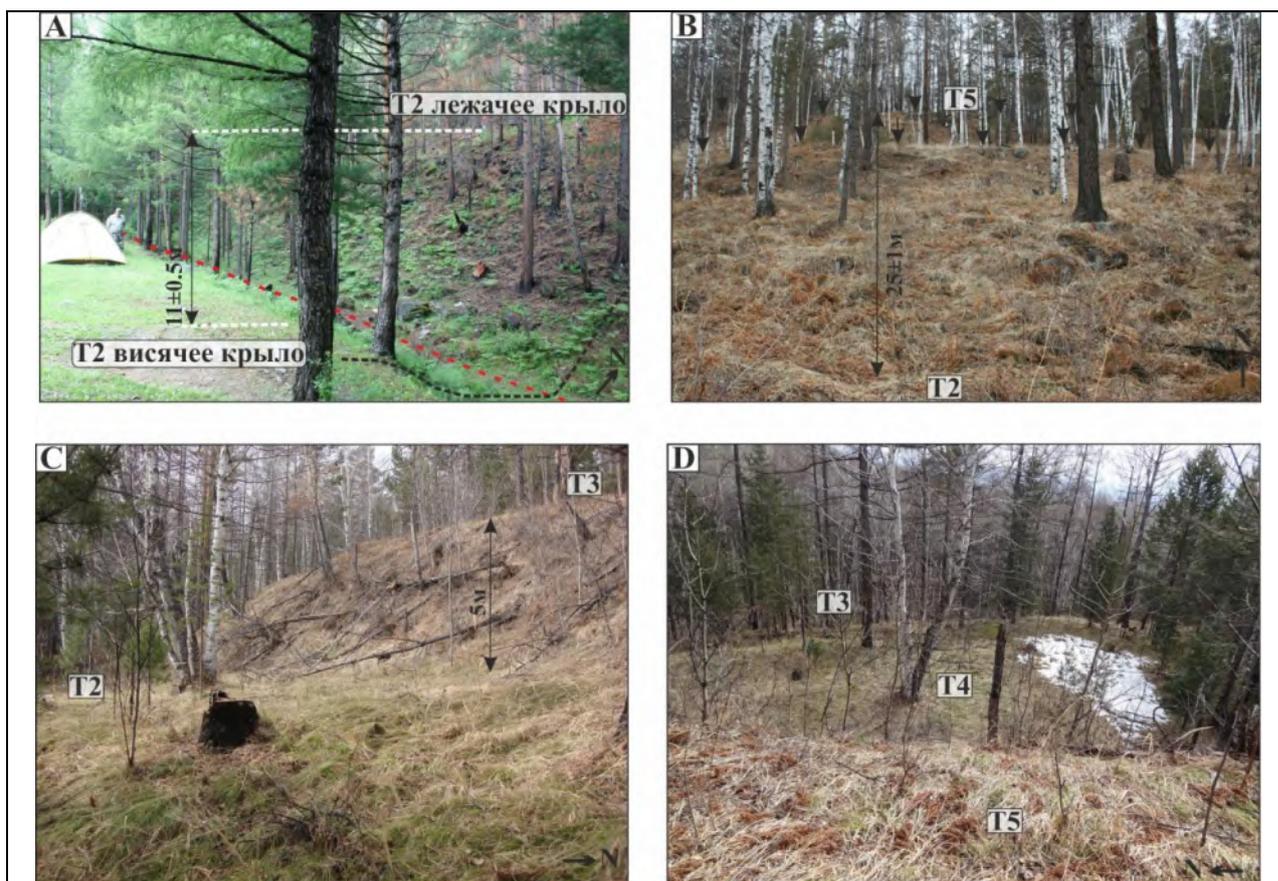


Рис. 4.30. А - фото сейсмогенного уступа, деформирующего террасу Т2 в правом борту р. Кынгарга. Красной пунктирной линией показан разлом, черной пунктирной линией - грабен в основании уступа. В - фото двух ступеней (указаны черными стрелками) 25-метрового тектонического уступа в левом борту долины р. Кынгарга. С, D - фото террас в лежащем крыле разлома.

В левом борту долины р. Кынгарга, в отличие от данных, представленных в работе [Лукина, 1989], третьей террасы обнаружено не было. Как указано выше, в опущенном крыле разлома террасовая площадка T2 плавно переходит в поверхность делювиального шлейфа без каких-либо резких перегибов. Вероятно, бровка террасы T3 на этом участке частично или полностью эродирована и перекрыта склоновыми и пролювиальными отложениями.

Четвертая терраса (T4) не указана в предыдущих работах [Лукина, 1989; McCalpin and Khromovskikh, 1995] и была закартирована впервые. Она представлена фрагментарно в западном борту р. Кынгарга в поднятом крыле разлома, где протягивается узкой полосой вдоль более высокой террасы T5. Терраса T4 представляет собой ярко выраженный уступ высотой 6 м и шириной поверхности 5-7 м (рис. 4.30 D), вверх по течению выклинивается. Высота террасы от уреза реки составляет 35 м.

Пятая терраса (T5) представлена только в поднятом крыле разлома и имеет высоту от уреза реки 39 м. В правом борту реки терраса представляет собой 4 - метровый уступ с поверхностью шириной 30 м в районе тектонического уступа, постепенно сужающейся и выклинивающейся к северу. В левом борту реки терраса представлена 37.5-метровым вертикальным уступом (от поверхности поймы), выработанным в коренных породах, и отложенной сверху 10-15 - метровой толщей аллювиального валунно-галечного материала. Выше, вблизи разлома, аллювий перекрыт 1-2 – метровым слоем травертинов (слоистые карбонаты, отложившиеся из раствора минеральных вод, поднимающихся по зоне разлома) (см. рис. 4.27 D). Ширина площадки террасы T5 в районе тектонического уступа порядка 120 м, далее она переходит в склон. На аллювиальной поверхности террасы, в основном задернованной, обнажаются верхние части крупных окатанных валунов, фиксирующих конечный этап формирования поверхности террасы, после которого начался врез и ее обособление. Очевидно, этот врез был спровоцирован подвижкой по разлому с формированием тектонического уступа Аршанской палеосейсмодислокации. В правом борту

р. Кынгарга высота уступа между поверхностями Т5 и Т3 составляет 20 метров. В левом борту в районе пересечения с долиной уступ состоит из двух ступеней, разделенных узкой площадкой. В 150 м к востоку нижняя ступень выклинивается (рис. 4.28 С, рис. 4.30 В). Общая высота уступа между поверхностями террас Т5 и Т2 в левом борту реки составляет 25 ± 1 м.

Шестая терраса (Т6) не имеет террасовидной площадки, а выражена местами размытым уступом в присклоновой части правого борта долины р. Кынгарга в поднятом крыле разлома на высоте 46 м от уреза реки. Уступ выработан в коренных отложениях и имеет высоту 7 м относительно поверхности террасы Т5 в области наибольшей сохранности. В левом борту долины террасы Т6 обнаружено не было. Вероятно, ее следы на поверхности Т5 эродировались и/или перекрыты склоновыми отложениями.

4.3.1.4.1.2. Датирование террас методом *in situ* ^{10}Be

Террасовые отложения района исследований представлены валунно-галечным материалом, залегающим на цокольном основании террас. Видимая мощность аллювия колеблется для разных террас от 50 см до 15 м. Наиболее мощный аллювий (10-15 м) залегает на Т5 в районе ее пересечения с тектоническим уступом в верхнем крыле разлома (рис. 4.27 D). Большая часть поверхностей террас перекрыта почвенным слоем с обильной лесной растительностью (рис. 4.30). Склоны террас также, в основном, задернованы. Для определения возрастов экспонирования террас были проанализированы концентрации ^{10}Be в образцах, отобранных на поверхности террас Т2, Т3 и Т5 в районе тектонического уступа в лежащем крыле Тункинского разлома и на поверхности террасы Т2 в висячем крыле разлома. Для датирования поверхностей террас были опробованы хорошо окатанные гранитные и гранодиоритовые валуны метровой размерности, частично выступающие над поверхностью почвы (рис. 4.31).



Рис. 4.31. Примеры валунов, выбранных для датирования поверхностей террас: А - для Т5, В - для Т3, С и D - для Т2 в лежащем и висячем крыле разлома, соответственно.

Чтобы продатировать террасу Т2 в правом борту реки было отобрано 6 образцов на поверхности террасы к северу от разломного уступа в лежащем крыле разлома (образцы AR10-06, AR10-07, AR10-08, AR10-11, AR10-12, AR10-13, табл. 4.8, рис. 4.28) и 5 образцов к югу от уступа в висячем крыле разлома (образцы AR10-01, AR10-02, AR10-03, AR10-04, AR10-05, табл. 4.8, рис. 4.28). ^{10}Be экспонированные возраста варьируют в пределах от 10.04 ± 0.6 до 16.89 ± 1.55 тыс. лет, за исключением образца AR10-05 с возрастом 24.68 ± 2.27 тыс. лет. Очевидно, этот образец имеет более высокую концентрацию, унаследованную от предыдущей истории экспонирования. Средний возраст экспонирования для террасы Т2 по десяти образцам составляет 12.46 ± 0.69 тыс. лет.

| Sample | Latitude (N) | Longitude (E) | Altitude (m a.s.l.) | Depth (cm) | ^{10}Be concentration (10^5 atoms/g) | ^{10}Be exposure age (10^3 years) | Terrace |
|---------|--------------|---------------|---------------------|------------|--|---|----------------------|
| AR10-01 | 51.919883 | 102.423667 | 934 | 0 | 1.12 ± 0.1 | 11.75 ± 1.06 | T2 (hanging wall) |
| AR10-02 | | | | 5 | 1.03 ± 0.06 | 11.7 ± 0.73 | |
| AR10-03 | | | | 5 | 1.08 ± 0.05 | 12.26 ± 0.54 | |
| AR10-04 | | | | 0 | 0.98 ± 0.06 | 10.29 ± 0.62 | |
| AR10-05 | | | | 0 | 2.34 ± 0.22 | 24.68 ± 2.27 | |
| AR10-06 | 51.920617 | 102.423317 | 944 | 0 | 1.62 ± 0.15 | 16.89 ± 1.55 | T2 (footwall) |
| AR10-07 | | | | 0 | 1.35 ± 0.09 | 14.11 ± 0.9 | |
| AR10-08 | | | | 0 | 1.31 ± 0.1 | 13.62 ± 1.09 | |
| AR10-11 | | | | 0 | 0.96 ± 0.06 | 10.04 ± 0.6 | |
| AR10-12 | | | | 0 | 1.04 ± 0.08 | 10.87 ± 0.8 | |
| AR10-13 | | | | 0 | 1.26 ± 0.06 | 13.11 ± 0.61 | |
| AR10-18 | 51.920467 | 102.422500 | 949 | 0 | 1.34 ± 0.07 | 13.87 ± 0.74 | |
| AR10-19 | | | | 0 | 1.4 ± 0.1 | 14.49 ± 1.02 | |
| AR10-20 | | | | 0 | 1.96 ± 0.13 | 20.4 ± 1.36 | |
| AR10-21 | | | | 0 | 1.73 ± 0.07 | 17.97 ± 0.7 | |
| AR10-22 | | | | 0 | 1.49 ± 0.05 | 15.44 ± 0.49 | |
| AR15-1 | 51.920750 | 102.428133 | 959 | 0 | 2.11 ± 0.09 | 22.39 ± 0.9 | T5 (footwall) |
| AR15-2 | | | | 0 | 1.84 ± 0.07 | 19.52 ± 0.72 | |
| AR15-3 | | | | 0 | 1.84 ± 0.07 | 19.49 ± 0.74 | |
| AR15-4 | | | | 0 | 1.87 ± 0.23 | 19.88 ± 2.45 | |
| AR15-5 | | | | 0 | 1.66 ± 0.08 | 17.62 ± 0.8 | |

Таблица 4.8. Результаты ^{10}Be анализов образцов, отобранных на террасах T2, T3, и T5 р. Кынгарга.

Для датирования террасы T3 в правом борту реки было отобрано 5 образцов в лежащем крыле разлома (образцы AR10-18, AR10-19, AR10-20, AR10-21, AR10-22, табл. 4.8, рис. 4.28). Возраста экспонирования ^{10}Be варьируют от 13.87 ± 0.74 до 17.97 ± 0.7 тыс. лет, что позволяет предположить, что они не сильно различаются по истории экспонирования. Образец AR10-20 с наивысшей концентрацией ^{10}Be , который претерпел более сложную историю экспонирования, не учитывался при расчете среднего возраста экспонирования террасы T3, равного 15.44 ± 1.04 тыс. лет.

На террасе T5, расположенной в левом борту реки в лежащем крыле разлома, было также отобрано 5 образцов с валунов, частично выступающих над поверхностью террасы (образцы AR15-1, AR15-2, AR15-3, AR15-4, AR15-5, табл. 4.8, рис. 4.28). Однако, в отличие от нижних террас, эти валуны почти полностью перекрыты современной почвой и возвышаются над поверхностью лишь на 5-10 см, что свидетельствует о возможности их

полного погребения в какой-то промежуток времени. При этом три образца AR15-2, AR15-3 and AR15-4 имеют очень похожие возраста: 19.52 ± 0.72 , 19.49 ± 0.74 , 19.88 ± 2.45 тыс. лет, соответственно. Один образец (AR15-1) имеет более древний возраст в 22.39 ± 0.9 тыс. лет, и еще один (AR15-5) – более молодой возраст в 17.62 ± 0.8 тыс. лет. Учитывая гомогенность ^{10}Be концентраций в трех из пяти образцах, мы предполагаем, что возраст, оцененный по образцам AR15-2, AR15-3 и AR15-4 наиболее близко соответствует возрасту террасы. При этом меньшая концентрация ^{10}Be в образце AR15-5, скорее всего, связана с полным перекрытием азральными осадками данного валуна в какой-то промежуток времени, что препятствовало накоплению достаточного количества ^{10}Be . Образец AR15-1, с большей концентрацией ^{10}Be , имеет более долгую историю экспонирования, однако не сильно превышающую историю экспонирования других образцов. Средний возраст экспонирования по всем пяти образцам составил 19.78 ± 0.85 тыс. лет, что близко по значению трем сопоставимым возрастам образцов AR15-2, AR15-3 и AR15-4, и является наилучшей оценкой возраста террасы T5.

Полученные результаты показывают, что возраст террас р. Кынгарги в несколько раз меньше, чем представленный в работе [Лукина, 1989] по аналогии с террасами других долин Южной Сибири.

4.3.1.4.1.3 Скорости вреза и скорости смещения по разлому

Врезание рек, спускающихся с Тункинского хребта в Тункинскую впадину, связано с периодическим понижением базиса эрозии в связи с опусканием впадины по отдельным сегментам Тункинского разлома.

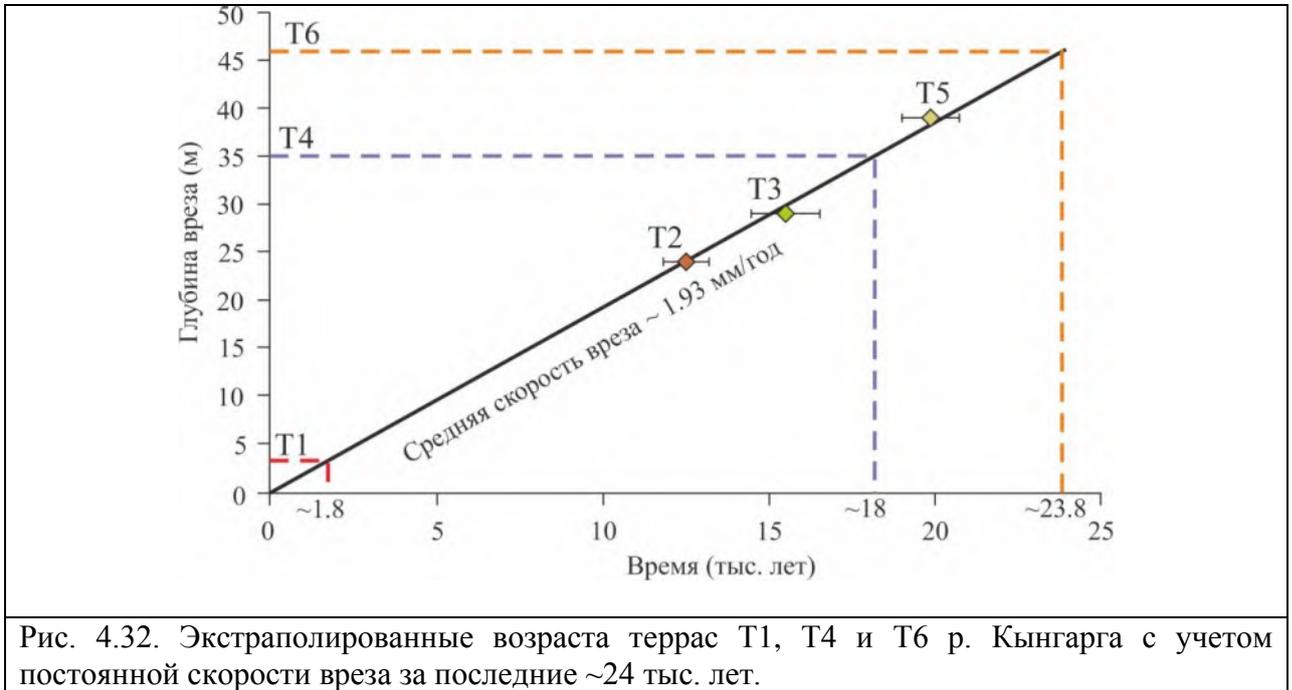
Терраса T5 была выбрана для датирования, поскольку она является самой высокой поверхностью, деформированной молодым тектоническим уступом. Терраса T5 присутствует только в верхнем крыле разлома, и очевидно, что ее обособление связано с подвижкой по разлому и началом формирования 25 – метрового тектонического уступа. Определение возраста обособления этой террасы дает возможность рассчитать

долговременную скорость вертикального смещения по данному сегменту Тункинского разлома. Терраса Т3 была выбрана для датирования поскольку, в отличие от более верхних террас Т4-Т6, она прослеживается как в лежащем, так и в висячем крыле разлома, и ее высота относительно поверхности террасы Т2 в обоих крыльях имеет одинаковую амплитуду в 5 м. Это свидетельствует скорее не о тектоническом, а о климатическом контроле в обособлении этой террасы, что будет обсуждаться ниже. Терраса Т2 была выбрана для датирования, поскольку она имеет хорошие маркеры для расчета как вертикальной, так и горизонтальной амплитуды смещения по разлому, начавшегося в момент обособления этой террасы.

Скорости вреза были оценены для террас Т2, Т3 и Т5 в лежащем крыле разлома, результаты представлены в таблице 4.9. Как отмечалось выше, новый 11-метровый тектонический уступ, деформирующий поверхности Т3 и Т2, начал формироваться после вреза в поверхность террасы Т3 на 5 ± 0.5 метров (поскольку Т3 на 5 м выше Т2, как в лежащем, так и в висячем крыле разлома). Следовательно, этот 5-метровый врез дает возможность оценить скорость вреза, связанную с нетектоническими процессами, такими как колебания климата. Врез глубиной 5 ± 0.5 м в Т3 произошел между 15.44 ± 1.04 (Т3) и 12.46 ± 0.69 (Т2) тыс. лет назад, что соответствует скорости вреза в 1.68 ± 0.72 мм / год. Средняя скорость вреза реки Кынгарга, рассчитанная из соотношения между высотой террас Т2, Т3 и Т5, и оцененным в данной работе возрастом террас, составляет 1.93 ± 0.19 мм / год за последние ~ 25 тыс. лет (рис. 4.32). Как и ожидалось, средняя скорость вреза выше, чем скорость, связанная с нетектоническими процессами, поскольку оба фактора, как тектонический, так и климатический, влияют на скорость вреза в долине р. Кынгарга.

| Терраса | Высота террасы в лежащем крыле разлома относительно уреза реки (м) | Возраст экспонирования (тыс. лет) | Экстраполированный возраст (тыс. лет) | Скорость вреза в лежащее крыло разлома на уровне тектонического уступа (мм/г) |
|---------|--|-----------------------------------|---------------------------------------|---|
| Т6 | 46 ± 0.5 | - | 23.8 ± 2.4 | |
| Т5 | 39 ± 0.5 | 19.78 ± 0.85 | - | 1.97 ± 0.09 |
| Т4 | 35 ± 0.5 | - | 18.1 ± 1.8 | |
| Т3 | 29 ± 0.5 | 15.44 ± 1.04 | - | 1.88 ± 0.13 |
| Т2 | 24 ± 0.5 | 12.46 ± 0.69 | - | 1.93 ± 0.11 |
| Т1 | 3.5 ± 0.5 | - | 1.8 ± 0.3 | |

Таблица 4.9. Рассчитанные и экстраполированные возраста экспонирования террас р. Кынгарга и скорости вреза в лежащее крыло разлома.



Для расчета скоростей смещения по разлому использовались данные о левостороннем сбросо-сдвиговом смещении поверхности террасы Т2 и бровки террасы Т3, описанных выше. Амплитуда вертикального (сбросового) смещения, представленного кумулятивным тектоническим уступом, затрагивающим террасы Т2 и Т3, составляет 11 ± 0.5 м. Амплитуда горизонтального (левостороннего) смещения составляет 19 ± 1 м. Учитывая средний возраст смещенной поверхности в 12.46 ± 0.69 тыс. лет, рассчитанные минимальные скорости вертикального и горизонтального смещения по разлому составляют 0.9 ± 0.1 мм / год и 1.5 ± 0.1 мм/год, соответственно, за последние ~ 12.5 тыс. лет. Несколько более высокое значение минимальной скорости вертикального смещения в 1.26 ± 0.07 мм / год, охватывающее более длительный период в ~ 20 000 лет, может быть рассчитано по смещению террасы Т5 в левом борту долины (средний возраст 19.78 ± 0.85 тыс. лет; амплитуда вертикального смещения 25 ± 1 м).

4.3.1.4.1.4 Тектонический и климатический контроль формирования террас р. Кынгарга

Поскольку формирование террас обусловлено как тектоническим, так и климатическим фактором, мы проанализировали все имеющиеся опубликованные данные о возрасте палеосейсмических событий, связанных с подвижками по данному сегменту Тункинского разлома, а также данные о климатических изменениях в регионе за поздний плейстоцен-голоценовое время. Эти данные мы сравнили с возрастом шести террас реки Кынгарга для оценки тектонического или климатического контроля начала каждого вреза и обособления террас. При этом если возраст трех террас Т2, Т3 и Т5 был определен методом *in situ* ^{10}Be , то возраст террас Т1, Т4 и Т6 был оценен путем экстраполяции рассчитанной средней скорости вреза 1.93 ± 0.19 мм / год и высоты террас над современным руслом реки в лежащем крыле разлома (табл. 4.9, рис. 4.32). Возраст для этих террас составил 1.8 ± 0.3 , 18.1 ± 1.8 и 23.8 ± 2.4 тыс. лет, соответственно, что в несколько раз моложе предложенных ранее возрастов в работе [Лукина, 1989].

Палеосейсмогеологические исследования субширотного сегмента Аршанской дислокации [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013] свидетельствуют, как минимум, о трех, а, возможно, и о четырех подвижках по данному сегменту Тункинского разлома за голоценовое время. На основе стратиграфического анализа и радиоуглеродных датировок из карьера, в котором обнажается зона разлома (местоположение см. на рис. 4.28 А), а также по данным изучения траншеи, пройденной вкост простирания приразломного грабена, и естественных врезов реки авторы работы [McCalpin and Khromovskikh, 1995] определили возраст трех последних голоценовых палеоземлетрясений (табл. 4.10). Самое молодое событие (1) ограничено минимальным возрастом недеформированной террасы Т1 - 1210 ± 70 ^{14}C years BP (LU-2710) и максимальным возрастом погребенной почвы, обнаруженной в грабене, сопровождающем тектонический уступ в западном борту р. Кынгарга - 2320 ± 40 ^{14}C years BP (LU-2707). Предыдущее событие (2) по датированию в карьере к востоку от р. Кынгарга

деформированного почвенного горизонта и почвы, перекрывающей заполненную тектоническую трещину, заключается в рамки между 6200 ± 150 ^{14}C years BP (LU-2729) и 6890 ± 210 ^{14}C years BP (LU-2714). Предшествующее ему событие (3) предполагается по причине видимого среза несогласием в нижней части обнажения карьера серии разломов. При этом несогласие расположено стратиграфически ниже продатированного горизонта с возрастом 8420 ± 90 ^{14}C years BP (LU-2719), разломы же рассекают горизонт в основании обнажения с возрастом 10470 ± 160 ^{14}C years BP (LU-2733), поэтому подразумевается, что вероятное событие могло произойти между этими датами. Авторы работы [McCalpin and Khromovskikh, 1995] указывают на то, что разломы могут быть не срезаны несогласием, а затухнуть или перейти в складку вверх по разрезу, поэтому данное землетрясение выделено, как предполагаемое. В основном подвижки по разрывам носят сбросовый и сдвиговый характер. Самые древние разрывы характеризуются сдвиговыми смещениями с признаками сжатия в виде цветковой структуры.

| Sample | ^{14}C age, year BP | Calibrated age, year BP (2σ) | Paleoseismic events |
|-------------|------------------------------|---------------------------------------|---------------------|
| LU-2699** | 910 \pm 70 | 692-934 | Event 1 |
| LU-2710* | 1210 \pm 70 | 981-1278 | |
| LU-2700** | 1440 \pm 40 | 1291-1398 | |
| LU-2707* | 2320 \pm 40 | 2302-2459 | |
| NUTA-3072** | 2340 \pm 80 | 2289-2545 | |
| LU-2729* | 6200 \pm 150 | 6772-7420 | Event 2 |
| LU-2714* | 6890 \pm 210 | 7418-8169 | Event 3 |
| LU-2719* | 8420 \pm 90 | 9236-9546 | |
| LU-2713* | 8830 \pm 170 | 9519-10263 | Event 4(?) |
| GIN-9602** | 9390 \pm 110 | 10272-10878 | |
| LU-2733* | 10470 \pm 160 | 11915-12708 | |

Таблица 4.10. Радиоуглеродные и калиброванные возраста осадочных горизонтов Аршанской палеосейсмодислокации и выделенные палеосейсмические события по данным [*McCalpin and Khromovskikh, 1995; **Чипизубов и др., 2003]. Дендрохронологически калиброванные календарные возраста были рассчитаны с использованием программы Calib Rev 7.0.4 [Stuiver and Reimer, 1993] со стандартным отклонением 2σ .

Более поздние работы, проведенные на Аршанской палеосейсмоструктуре, позволили уточнить границы некоторых палеоземлетрясений и обнаружить ранее не известные. Новые радиоуглеродные датировки [Чипизубов и др., 2003] подтвердили выделенные события, а

также позволили уточнить верхнюю границу последнего землетрясения (1). Возраст этого события заключен в пределах 910 ± 70 ^{14}C years BP (LU-2699) и 2340 ± 80 ^{14}C years BP (NUTA-3072) [Чипизубов и др., 2003] (табл. 4.10). В данной работе также была уточнена нижняя граница события (3) по интенсивным деформациям делювиальных образований с углистым прослоем возраста 8830 ± 170 ^{14}C years BP (LU-2713). При этом авторы работы предполагают, что предыдущая нижняя граница этого землетрясения может маркировать еще одно более древнее событие (4) которое деформировало почву с возрастом 10470 ± 160 ^{14}C years BP (LU-2733). Верхняя граница события (4) соответствует возрасту 9390 ± 110 ^{14}C years BP (GIN9602).

В более поздней работе по Аршанской сейсмоструктуре [Smekalin et al., 2013] представлены данные по западной, ранее не изучавшейся, части сейсмодислокации, где было выделено еще одно палеоземлетрясение, связанное с подвижкой взбросового характера по сегменту разлома, расположенного на стыке фрагментов субширотного и северо-восточного простирания. Отобранные углесодержащие образцы из отложений, подстилающих и перекрывающих коллювиальный клин, являющийся маркером палеоземлетрясения, дали нижнюю и верхнюю границы сейсмического события в 4560 ± 40 ^{14}C years BP и 3595 ± 35 ^{14}C years BP, соответственно [Smekalin et al., 2013]. Взбросовую подвижку, не характерную для Аршанской сейсмодислокации, авторы вышеуказанной работы объясняют компенсационным характером смещения при левосторонних сдвиговых подвижках по сегменту Тункинского разлома, расположенному к западу от структуры. Поскольку данное событие не относится к изучаемому сегменту разлома, сбросо-сдвиговые смещения по которому меняли положение долины р. Кынгарга, оно не было учтено в данной работе.

Откалиброванные по одной методике ^{14}C возраста из работ [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Чипизубов и др., 2003] представлены в таблице 4.10. Таким образом, суммируя накопленные данные по датированию палеоземлетрясений по субширотному сегменту Аршанской сейсмоструктуры, мы можем использовать следующий возраст событий: (1) – 692-2545 cal. years BP; (2) – 6772-8169 cal. years BP; (3) – 9236-10263 cal. years BP и, предполагаемое (4) – 10272-12708 cal. years BP (табл. 4.10).

Сравнивая время проявления палеосейсмических событий с возрастными террасами, можно констатировать, что обособление террасы T2 с максимальным возрастом 12.46 ± 0.69 тыс. лет (табл. 4.9) может соответствовать предполагаемому событию 4. В этом случае новый врез был инициирован смещением по разлому, в результате которого начал формироваться наблюдаемый сейчас в террасах T2 и T3 11-метровый тектонический уступ, высота которого увеличилась до этой цифры во время более поздних сейсмических событий (3, 2 и 1) (рис. 4.28 С).

Данные о климатических изменениях за позднеплейстоцен-голоценовый период были взяты из работ по палеоклиматическим исследованиям как для Северного полушария в целом [Stuiver et al., 1995; Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008], так и конкретно для изучаемого региона [Bezrukova et al., 2010; Arzhannikov et al., 2012, 2015]. Данные записей $\delta^{18}\text{O}$ из кернов Гренландского ледника NGRIP показывают, что средняя температура в северном полушарии менялась за последние 60 000 лет [Svensson et al., 2008]. Морская изотопная стадия 2 (MIS2), охватывающая временной интервал, включающий террасы реки Кынгарга с T2 по T6, характеризуется двумя резкими событиями потепления (гренландские межстадиалы 1 (GI-1) и 2 (GI-2)), произошедшими в рамках общего тренда медленного глобального потепления. Начало GI-1 и GI-2 датируется, соответственно, 14692 ± 93 и 23340 ± 298 лет назад, с переходом от позднего дриаса к пребореалу (YD-P) между MIS2 и MIS1, датируемым 11703 ± 50 лет назад [Stuiver et al., 1995; Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006; 2014; Svensson et al., 2008] (рис. 4.33). Реконструированная картина изменений окружающей среды региона [Bezrukova et al., 2010] демонстрирует, что динамика климата позднего плейстоцена в Байкальском регионе в значительной степени совпадает с вариациями температуры (например, Гренландские интерстадиалы), выраженными в записи $\delta^{18}\text{O}$ по льду Гренландии. Кроме того, геологические и геоморфологические исследования и изотопное датирование экспонированных поверхностей (метод *in situ* ^{10}Be) конечно-моренных комплексов юга Восточного Саяна [Arzhannikov et al., 2012, 2015] показали средний возраст экспонирования

16-14 тыс. лет для самых молодых конечных морен. После этого долинные ледники перестали двигаться, что также можно рассматривать как свидетельство потепления.

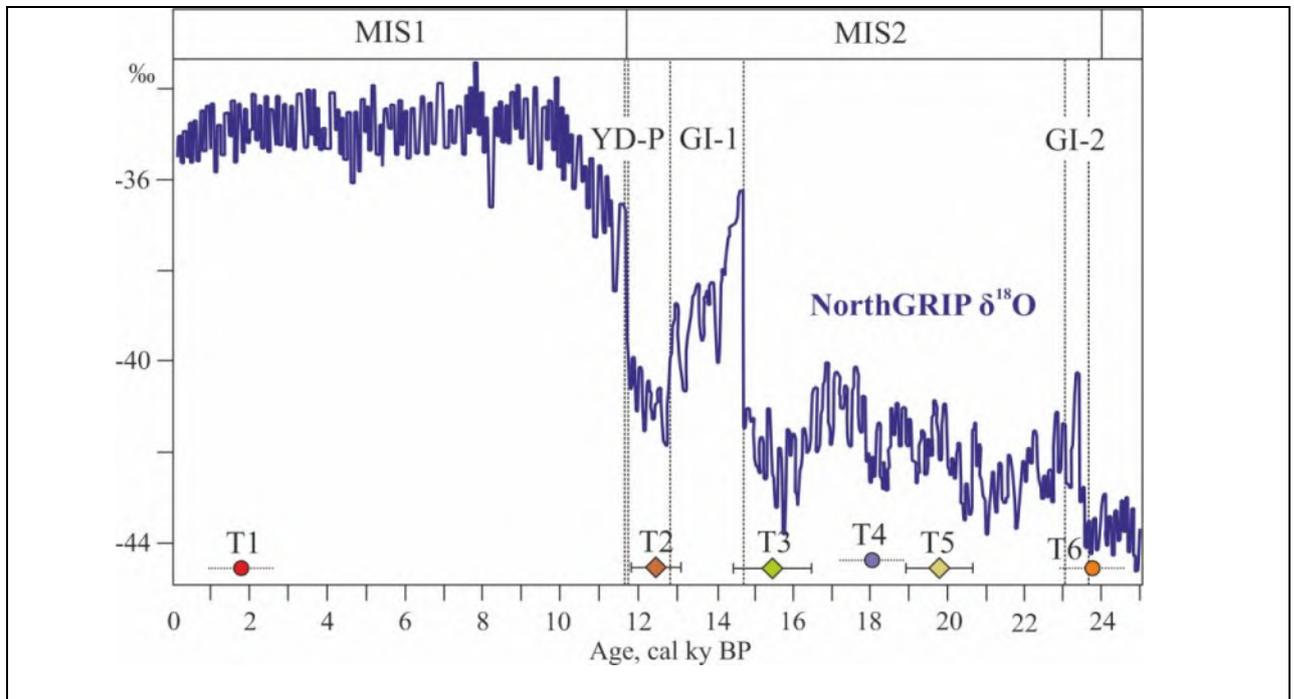


Рис. 4.33. График NorthGRIP δ¹⁸O по данным [Stuiver et al., 1995; Rasmussen et al., 2006, 2014; Svensson et al., 2008]. Гренландские интерстадиалы (GI-1 и GI-2) и переход между поздним дриасом и пребориалом (YD-P) показаны пунктирными линиями.

Используя приведенные выше данные, предлагается следующая модель формирования террас р. Кынгарга (рис. 4.34). Начало образования современной лестницы террас может быть связано с потеплением GI-2 (~ 23.3 тыс. лет назад), которое произошло примерно в то же время, что и врез в террасу T6, возраст которой ~ 23.8 тыс. лет (см. рис. 4.33). Обособление террасы T5 (~ 19.8 тыс. лет назад) и T4 (~ 18 тыс. лет назад), вероятно, связано со смещениями по разлому, которые в конечном итоге привели к образованию наблюдаемого тектонического уступа высотой 25 м, поскольку палеоклиматические данные не показывают каких-либо существенных изменений климата в момент обособления террас T5 и T4. Обособление террасы T3 (~ 15.4 тыс. лет назад) близко к началу Гренландского интерстадиала GI-1 (~ 14.7 тыс. лет назад). Отклонение может быть связано с ошибкой определения среднего возраста T3 – образцы с этой террасы, по которым был оценен средний возраст, показывают широкий диапазон значений возрастов (от 13.87 до 17.97 тыс.

лет). Для молодых террас, в которых эрозия незначительна, различия в концентрациях ^{10}Be , в основном, вызваны унаследованностью, а более молодой возраст обычно коррелирует с истинным возрастом террасы [Putkonen, Swanson, 2003]. В случае террасы Т3 два самых молодых образца AR10-18 (13.87 ± 0.74 тыс. лет) и AR10-19 (14.49 ± 1.02 тыс. лет), наиболее тесно коррелируют с интерстадиалом GI-1, начавшимся 14692 ± 93 года назад. Климатический контроль над обособлением этой террасы подтверждается и ее морфологией: терраса Т3 прослеживается как в висячем, так и в лежащем крыльях разлома, причем в обоих случаях высота уступа террасы Т3 составляет 5 м относительно поверхности террасы Т2. В случае тектонического контроля начала вреза и обособления террасы (сбросовое смещение висячего крыла) высота уступа террасы в лежащем крыле будет выше, чем в висячем, как в случае уступа террасы Т2. Обособление террасы Т2 со средним возрастом ~ 12.5 тыс. лет соответствует интервалу между GI-1 и YD-P переходом, характеризующемуся холодными и сухими условиями. Это не способствует возникновению вреза и обособления террасы, поэтому мы предполагаем, что врез в террасу Т2 начался из-за тектонического смещения по Тункинскому разлому (событие 4). Недавнее потепление в голоцене должно было усилить скорость вреза в террасу Т2. Начало вреза в террасу Т1 (экстраполированный возраст ~ 1.8 тыс. лет назад (настоящая работа), минимальный возраст ^{14}C 981-1278 лет назад [McCalpin and Khromovskikh, 1995]) попадает в интервал времени сейсмического события 1 (692- 2545 лет назад), что могло стать причиной обособления террасы Т1. Однако деформация террасы Т1 по разлому не очевидна, а временной интервал, оцененный для события 1, слишком велик, что не позволяет однозначно привязать обособление террасы к этому событию.

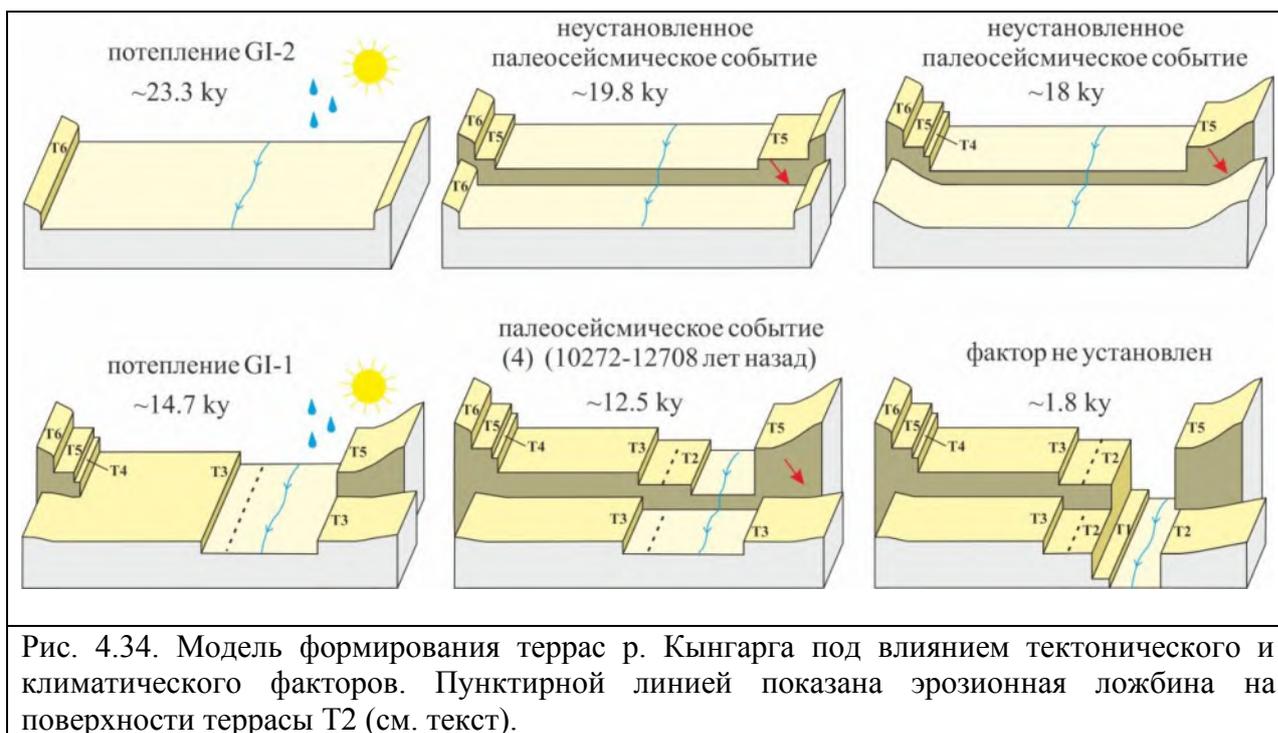


Рис. 4.34. Модель формирования террас р. Кынгарга под влиянием тектонического и климатического факторов. Пунктирной линией показана эрозионная ложбина на поверхности террасы T2 (см. текст).

4.3.1.4.1.5 Выводы

Картирование террас р. Кынгарга в зоне пересечения с субширотным отрезком Тункинского разлома, датирование ключевых террас методом *in situ* ^{10}Be , а также уточнение амплитуд смещения в районе тектонического уступа позволили по-новому представить позднплейстоцен-голоценовую историю движения по данному сегменту Тункинского разлома. Предложенная на базе полученных данных модель формирования террас во взаимоотношении с подвижками по разлому и климатическими изменениями, а также рассчитанные скорости смещения по разлому, отличаются от результатов предыдущих исследований. Так, предполагаемые возраста террас по корреляции с плейстоценовыми оледенениями и межледниковьями, предложенные в работе [Лукина, 1989], а затем использованные для построения моделей и расчетов скоростей движения по разлому [McCalpin and Khromovskikh, 1995; Смекалин, 2008], были значительно омоложены. Результаты наших исследований показали, что формирование всей лестницы террас не выходит за рамки MIS1-MIS2. Минимальная скорость вертикального смещения по разлому оценивается в 0.9 ± 0.1 мм/год за последние ~ 12.5 тыс. лет и в 1.26 ± 0.07 мм/год за последние ~ 20 тыс. лет. Минимальная скорость горизонтального смещения составляет $1.5 \pm$

0.1 мм/год за последние ~ 12.5 тыс. лет, то есть в 1.5 раза выше скорости вертикального смещения и на порядок выше скорости, рассчитанной в работе [McCalpin and Khromovskikh, 1995], что говорит о том, что тектоническая активность (и связанный с этим риск) Тункинского разлома была недооценена. Наша оценка минимальной скорости горизонтального смещения довольно хорошо согласуется с геодезической скоростью горизонтальной деформации, полученной по данным GPS [Calais et al., 2003; Lukhnev et al., 2010], при условии, что смещение распределяется по одному разлому. Рассчитанные скорости вреза за последние ~ 20 тыс. лет довольно стабильны, со средним значением около 1.93 мм/год, что превышает скорость вертикального смещения по разлому за тот же период. Это несоответствие, скорее всего, связано с совместным влиянием тектоники и климата на скорость линейной эрозии в долине р. Кынгарги. В связи с этим мы предполагаем, что врез в террасы Т6 и Т3 был вызван реакцией на климатические изменения, тогда как террасы Т5, Т4 и Т2 были обособлены из-за смещений по Тункинскому разлому. Данные выводы демонстрируют важность рассмотрения климатических процессов при морфоструктурном анализе движения по разломам.

4.3.1.4.2. Восточная часть Тункинской системы впадин. Область сближения Главного Саянского и Тункинского разломов

В этой главе представлены новые морфотектонические и палеосейсмологические данные по восточным отрезкам Главного Саянского и Тункинского разломов в пределах зоны их максимального сближения в районе юго-западного окончания оз. Байкал. Результаты исследований позволяют охарактеризовать распределение и кинематику самых молодых деформаций в зонах этих разломов. Вместе с анализом основных палеосейсмологических исследований, проведенных ранее в данном районе, представленные в этой работе данные также позволили рассмотреть вопрос о сейсмической активности, связанной с этими двумя разломами.

4.3.1.4.2.1 Сеймотектоническая характеристика района исследований

Главный Саянский разлом протягивается на сотни км вдоль юго-западного края Сибирского кратона, отделяя его от Восточно-Саянского горного массива и играет роль в тектонической истории региона начиная с раннего протерозоя. В зоне Главного Саянского разлома на протяжении длительной истории его существования проявлялись сдвиговые, надвиговые, и сбросовые движения [Берзин, 1967]. По данным [Ламакин, 1968], в эпоху кайнозойской активизации Главный Саянский разлом проявлял себя как левосторонний сбросо-сдвиг. Однако более поздние палеосейсмологические исследования показали, что основным типом смещений в позднем плейстоцене-голоцене является левосторонний взбросо-сдвиг [Чипизубов и др., 1994; Чипизубов, Смекалин, 1999]. Авторами вышеприведенных работ была выделена и изучена Восточно-Саянская палеосейсмодислокация протяженностью 60 км на Юго-Восточном окончании разлома (см. рис. 4.26). Далее на северо-запад, ввиду труднодоступности района, палеосейсмологические исследования не проводились.

В зонах Тункинского и Главного Саянского разломов произошло несколько сильных исторических землетрясений [Kondorskaya and Shebalin, 1982; Shebalin and Leydecker, 1997; Чипизубов, 2009]. Однако, как подчеркнуто в работах [Radziminovich and Shchetnikov, 2013; Татевосян и др., 2012], существуют большие проблемы с надежностью данных из первоначальных источников, которые приводят к ошибкам в каталогах параметров землетрясений. Авторы указанных работ заключили, что необходим пересмотр параметров многих известных землетрясений 18-19 века в Байкальском регионе. На (Figure 1A) мы отметили только события, произошедшие 1742 AD и 1814 AD, параметры которых были недавно пересмотрены. Макросейсмический эпицентр землетрясения 27 июня 1742 года располагался предположительно $51.8^{\circ}\text{N} - 103.4^{\circ}\text{E}$, с магнитудой между 7 и 8, и согласно данным [Чипизубов, 2016], мог ассоциироваться с Главным Саянским разломом. Макросейсмический эпицентр землетрясения 2 сентября 1814 года (по Григорианскому календарю) мог располагаться $51.9^{\circ}\text{N} - 102.4^{\circ}\text{E}$, с магнитудой, оцененной в 6.4 [Shebalin and

Leydecker, 1997]. В работе [Radziminovich and Shchetnikov, 2013] пересмотрено положение эпицентра этого события и приурочено к южной части Тункинской впадины (рис. 4.35). Поскольку ошибка в макросейсмическом определении местоположения эпицентра может быть в несколько десятков км [Shebalin and Leydecker, 1997], нельзя исключить, что Тункинский разлом являлся источником исторического землетрясения 1814 года.

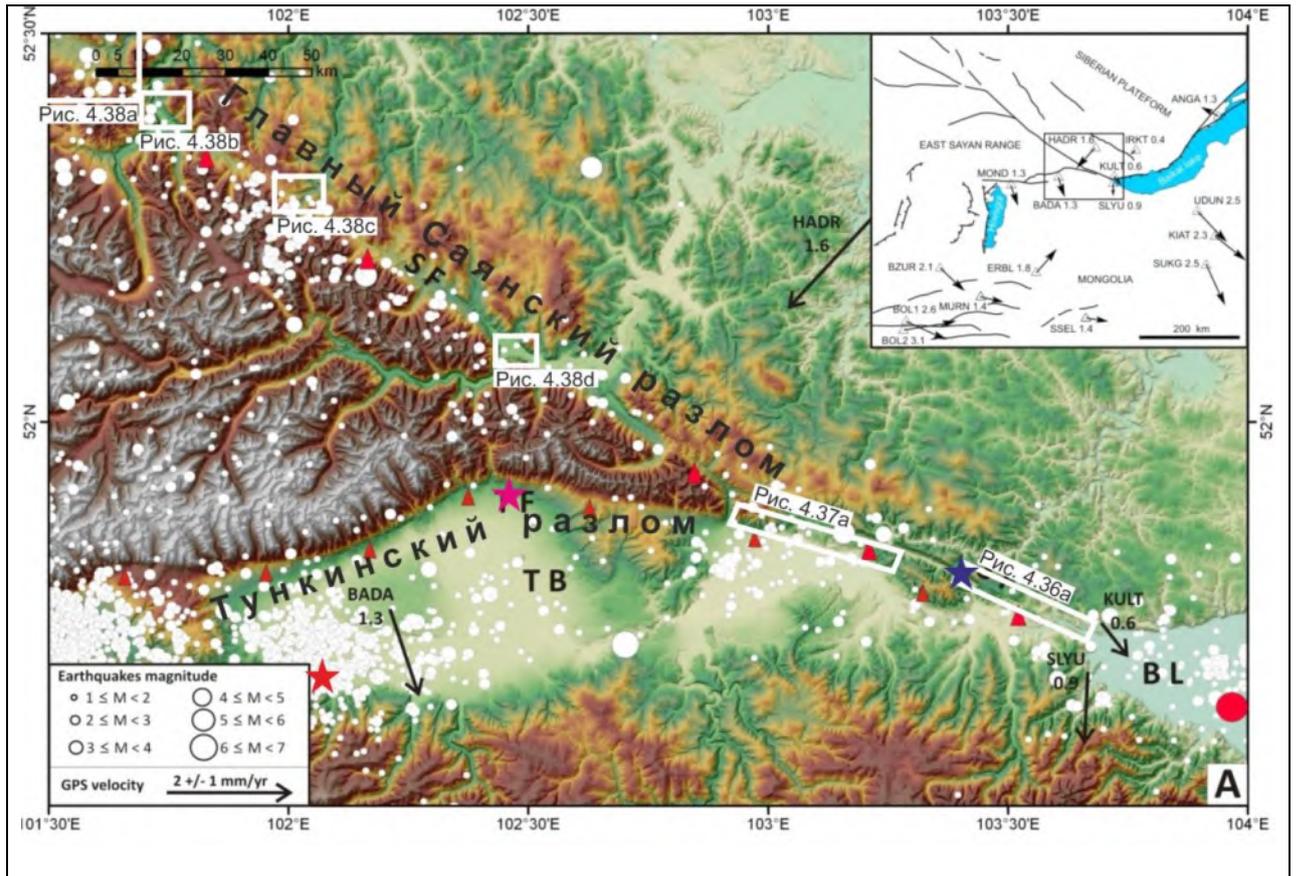


Рис. 4.35. Цифровая модель рельефа (SRTM) Главного Саянского и Тункинского разломов с эпицентрами землетрясений (1960-1997, М 2.2-6.3). Звездочками обозначены предполагаемые эпицентры исторических землетрясений: синей - 27.06.1742 г. по данным [Чипизубов, 2016], сиреневой - 2.09.1814 г. по данным [Shebalin and Leydecker, 1997], красной - 2.09.1814 г. по данным [Radziminovich and Shchetnikov, 2013]. Белыми прямоугольниками обозначены местоположения рис. 4.36а, 4.37а и 4.38а-д. GPS векторы и скорости смещений (мм/год) указаны по данным [Calais et al., 2006].

Инструментальные наблюдения региональной сетью сейсмических станций за последние ~50 лет для Юго-Западного фланга Байкальского рифта [Radziminovich et al., 2013 и др.] показывают микросейсмическую активность вдоль Главного Саянского разлома и в пределах Тункинской системы впадин (рис. 4.35). Магнитуды землетрясений, в основном,

ниже Mw 5, за исключением нескольких событий с магнитудой близкой к 6 в Тункинской впадине и в Южном Байкале. Главный Саянский разлом характеризуется линией эпицентров от оз. Байкал на юго-востоке до сочленения с Окино-Жомболокским разломом на северо-западе.

От Байкала до Монголии, изучение фокальных механизмов [Delouis et al., 2002; Radziminovich et al., 2013 и др.] показывает вариации в деформационном режиме, от растяжения на юге Байкала до сжатия в Восточно-Саянском горном массиве, при этом сдвиговые деформации характерны для районов Монголии и юга Тункинской системы впадин. Механизмы землетрясений с магнитудой $M > 4.5$ указывают на сложный комплекс деформаций (табл. 4.11). В Тункинской системе впадин восстановление стресс-тензоров 18 фокальных механизмов позволили определить сдвиговый режим с близкой к вертикальной осью σ_2 и почти горизонтальными осями σ_1 и σ_3 , направленными N212°E и N309°E, соответственно [Delouis et al., 2002]. Землетрясения, расположенные в Южно-Байкальской впадине, свидетельствуют о продолжении Главного Саянского разлома в акваторию озера с линией эпицентров, протягивающейся в юго-восточном направлении. Култукское землетрясение с Mw 6.3, произошедшее 27 августа 2008 года в этом районе, показало левосторонний сбросо-сдвиговый механизм очага вдоль разломной плоскости N104°E (табл. 4.11), что подтверждает сказанное выше.

| Дата | Широта (°N) | Долгота (°E) | Магнитуда | Простираие плоскости разлома | Падение плоскости разлома | Угол вектора смещения | Источник |
|-----------|-------------|--------------|-----------|------------------------------|---------------------------|-----------------------|----------|
| 4/4/1950 | 51.77 | 101.00 | 6.9 | 100 | 75 | 0 | 1 |
| 30/8/1966 | 51.36 | 100.61 | 5.0 | 25 | 48 | 102 | 1 |
| 1/4/1976 | 50.62 | 100.22 | 4.5 | 293 | 48 | 72 | 1 |
| 1/12/1981 | 52.18 | 101.00 | 5.0 | 203 | 40 | -168 | 1 |
| 6/4/1985 | 51.36 | 100.61 | 4.8 | 25 | 48 | -102 | 1 |
| 13/5/1989 | 50.17 | 105.34 | 5.7 | 31 | 82 | -155 | 2 |
| 5/2/1992 | 50.16 | 99.97 | 5.6 | 206 | 42 | 116 | 1 |
| 13/1/1993 | 51.68 | 102.14 | 4.5 | 167 | 46 | 155 | 1 |
| 29/6/1995 | 51.71 | 102.70 | 5.8 | 84 | 44 | -40 | 2 |
| 25/2/1999 | 51.64 | 104.82 | 6.0 | 249 | 70 | -88 | 2 |
| 27/8/2008 | 51.60 | 104.04 | 6.3 | 104 | 63 | -47 | 2 |

Таблица 4.11. Механизмы очагов землетрясений с $M > 4.5$ южной части Байкальского рифта по данным 1 – [Delouis et al., 2002], 2 – [Radziminovich et al., 2013].

В некоторых работах проанализированы крупномасштабные деформации Азии, включая Байкальский регион, по данным GPS-измерений [Calais et al., 2003; 2006; Vergnolle et al., 2003; Lukhnev et al., 2010]. В частности, в работе [Lukhnev et al., 2010] приведена схема деформации Байкало-Монгольского региона по данным горизонтальных GPS скоростей, измеренных между 1994 и 2007 годами. Для района Хубсугула-Тунки-Саян данные исследования показывают переходные деформации с преобладающим укорочением в направлении от северного до северо-восточного, тогда как к востоку от меридиана 104°E , в районе Байкала, деформации характеризуются растяжением с осью растяжения, направленной на юго-восток. Эти результаты согласуются со стрессовым анализом механизмов очагов землетрясений [Delouis et al., 2002]. В районе меридиана 102°E , смещение Северо-Китайского блока к востоку относительно Сибирской платформы со скоростью ~ 5 мм/год распределяется по нескольким крупным субширотным сдвиговым разломам: Богдинскому, Болнайскому, Тункинскому и Главному Саянскому. Однако, отсутствие GPS станций рядом и на обоих крыльях Главного Саянского и Тункинского разломов не позволяет точно определить, какова скорость смещения конкретно по этим разломам. В работах [Саньков и др., 2004; Sankov et al., 2014] говорится, что современная скорость смещения по Главному Саянскому разлому должна быть менее 3-5 мм/год. Согласно GPS измерениям [Calais et al., 2006; Lukhnev et al., 2010 и др.], упругое левостороннее межсейсмическое напряжение, распределенное между Тункинским и Главным Саянским разломами, к северу от Болнайского разлома, должно быть менее 2 мм/год. Палеосейсмологические исследования в данном районе свидетельствуют о 5-6 крупных землетрясениях, произошедших в зоне Главного Саянского разлома за последние 10 тыс. лет [Чипизубов, Смекалин, 1999; Саньков и др., 2004], а в зоне Тункинского разлома произошло 5 крупных событий за последние 12 тыс. лет [Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013]. Эти исследования также свидетельствуют о том, что оба разлома способны продуцировать землетрясения с магнитудой $M_w 7.3$ - $M_w 8$.

4.3.1.4.2.2 Распределение и кинематика самых молодых деформаций по Тункинскому и Главному Саянскому разломам в зоне их сближения

Для детального картирования молодых тектонических деформаций вдоль Главного Саянского и Тункинского разломов на их восточных сегментах (в зоне сближения) были использованы космоснимки GoogleEarth и Bing. Вдоль восточного сегмента Главного Саянского разлома уступы представляют собой почти линейные структуры с простиранием N110°E, пересекающие хребты, небольшие долинки и водосборные бассейны (рис. 4.36 a-d). Линейность структур свидетельствуют о падении сместителя близко к вертикальному. В отдельных местах наблюдаются смещенные водоразделы с горизонтальным смещением в несколько десятков метров, свидетельствующие о современном основном левосдвиговом смещении вдоль разлома (рис. 4.36 c).

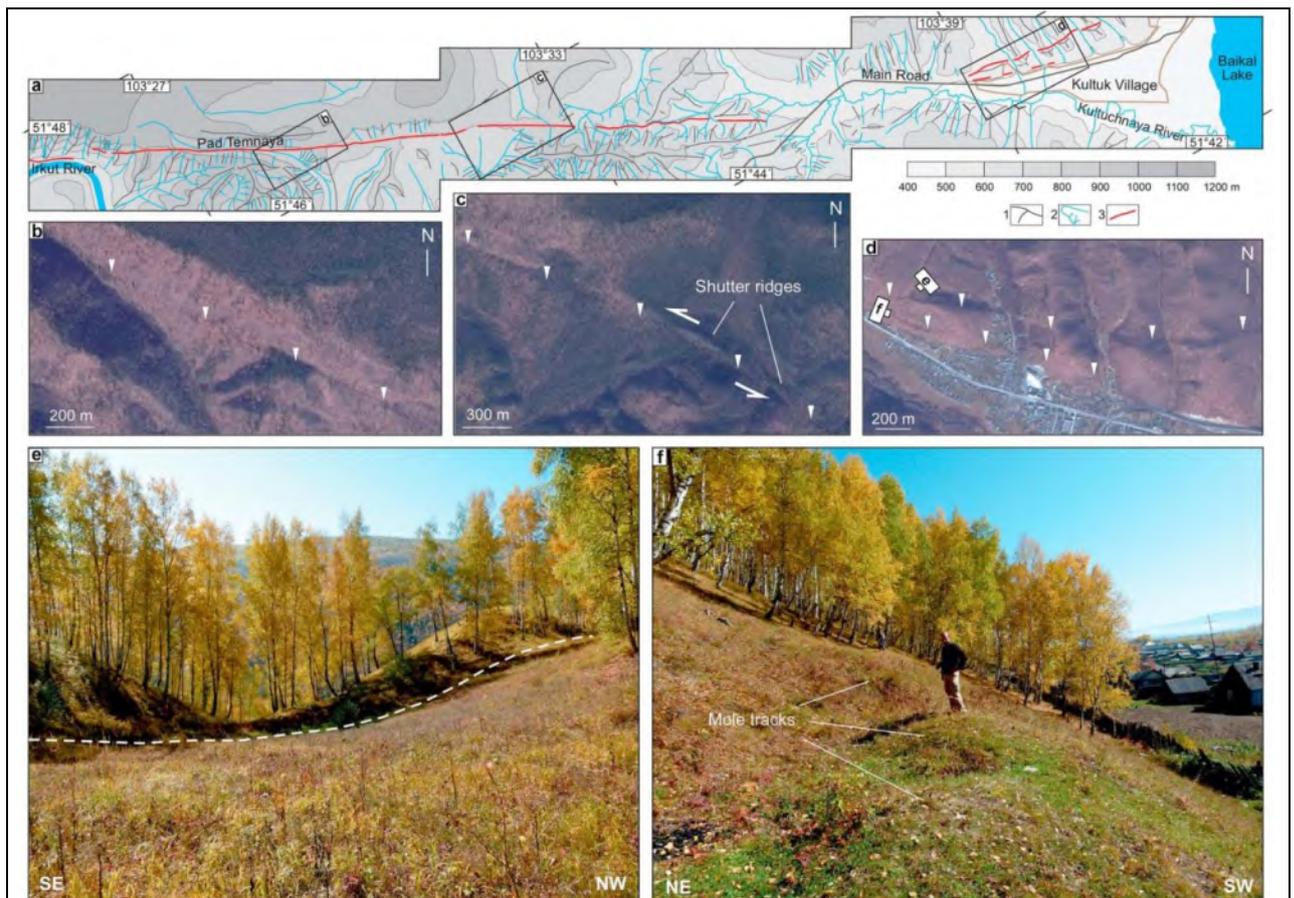


Рис. 4.36. а - морфотектоническая интерпретация спутниковых космоснимков на юго-восточный сегмент Главного Саянского разлома: 1 - линии водоразделов, 2 - водотоки, 3 - линии разрывов, вышедших на поверхность. b-d - фрагменты космоснимка Bing, показывающие сейсмогенный уступ, пересекающий склоны и долины. e, f - фото сейсмогенных деформаций вдоль разлома: уступа (e) и кротовин (f).

Вдоль самой восточной части разлома (рис. 4.36 d) уступы распределяются вдоль двух линий разрывов с разной кинематикой: вдоль северной линии, изогнутой к северу, смещения, в основном, вертикальные и характеризуются обратными уступами, осложняющими южные склоны небольших водоразделов (рис. 4.36 e); вдоль южной линии с простиранием N110°E, в подножье склона, вытянутые вдоль одной линии кротовины указывают на горизонтальные сдвиговые перемещения (рис. 4.36 f). Мы интерпретируем эти признаки как выражение локального поверхностного процесса разделения деформаций между крутым взбросовым смещением вдоль северного разрыва, выходящего на поверхность, и левосдвиговым смещением вдоль южного поверхностного разрыва.

Вдоль Тункинского разлома также наблюдаются ярко выраженные уступы в подножье Тункинского хребта, обрамляющего с севера Тункинскую впадину. Однако, в пределах восточной части впадины линия уступа пересекает аллювиальную поверхность р. Иркут (рис. 4.37 a). Это свидетельствует о том, что р. Иркут эродировала часть рельефа Тункинской впадины, а разлом остается активным и деформирует аллювий. Мы проанализировали кинематику разлома на трех участках:

- 1) Белый камень (51°51.480'N, 102°59.000'E). Вытянутые понижения в рельефе (mole tracks) определяют линию поверхностного разрыва, расположенного в подножье горного склона, без значительного вертикального смещения с одной или с другой стороны (рис. 4.37 b слева). Около 1 км к востоку, поверхностный разрыв выражен обратным уступом, пересекающим два пологих водораздела (рис. 4.37 b справа и 4.37 e). В этом месте кажущаяся вертикальная компонента в восточной части водоразделов больше, чем в западной, что свидетельствует о том, что взбросовое смещение южного крыла разлома с амплитудой ~2 м сопровождалось левосторонним сдвиговым смещением (~8 м).

- 2) Торы (51°50.535'N, 103°4.580'E). Далее к востоку, в пяти км к северу от пос. Торы, разрыв также представлен обратным уступом, в тыловой части которого образовалась крупная просадочная запруда (рис. 4.37 c). Запруда дренируется в южном направлении небольшим водотоком, врезающимся в поднятый южный блок. Морфология разломного

уступа и структур, деформирующих аллювиальный материал в небольшой канаве (ST), пройденной вкрест простирания уступа, указывает на то, что ~2-метровое вертикальное поднятие южного блока ассоциировано со взбросовым смещением по разлому (рис. 4.37 f). Таким образом, признаки, наблюдаемые в районе Белый Камень и Торы, свидетельствуют о том, что сбросовая компонента, ассоциируемая с Тункинским разломом, сменилась на взбросовую совсем недавно, в позднем плейстоцене – голоцене.

3) В 10 км к востоку от предыдущего места, разлом разделяется на 2 ветви. Один разрыв, с простиранием N070°E, пересекает Тункинский хребет и соединяется с Главным Саянским разломом (рис. 4.37 а, d, g). Образование озера за счет подпора дренажа свидетельствует о поднятии восточного блока (т.е. самой восточной части Тункинского хребта). Другой разрыв имеет восток-юго-восточное простирание и заложен в основании блока, также свидетельствуя о поднятии хребта (рис. 4.37 g). Мы не проводили полевых исследований на этих структурах, поэтому мы не можем дать информацию об их кинематике. Однако, принимая во внимание, что они соответствуют восточному продолжению разломного уступа, зафиксированного на участке Торы, вдоль которого наблюдается ярко выраженная взбросовая компонента, мы можем предполагать, что взбросовая компонента также присуща этим двум разрывам.



Рис. 4.37. а - морфотектоническая интерпретация спутниковых космоснимков на восточный сегмент Тункинского разлома: 1 - линии водоразделов, 2 - водотоки, 3 - озера, 4 - линии разрывов, вышедших на поверхность. b-d - фрагменты космоснимка Bing, показывающие сейсмогенный уступ (указан белыми стрелками), пересекающий склоны и долины. e,f - фото сейсмогенных деформаций в районе Белого Камня и в районе пос. Торы (Торская палеосейсмодислокация). g - 3D вид космоснимка Bing, где видно, как Тункинский разлом (указан белыми треугольниками) разделяется на две ветви, одна из них (северо-западная) соединяется с Главным Саянским разломом (указан белыми стрелками).

Факт, что современный Тункинский разлом соединяется с Главным Саянским разломом, поднимает вопрос о передаче деформаций между двумя разломами, а также вопрос об активности Главного Саянского разлома северо-западнее зоны сочленения. Чтобы проанализировать, активен ли Главный Саянский разлом в настоящее время в его центральной части, были использованы цифровые космоснимки Bing (с разрешением ~ 1 м в пикселе), 12-метровая цифровая модель рельефа TanDEM-X и аэрофотоснимки масштаба 1/30000, для картирования позднеледниковых (LGM) и постледниковых (post-LGM) морфотектонических признаков на участках, где дренажная сеть пересекает Главный Саянский разлом. На рис. 4.38 показаны 4 детально изученных участка, где были

закартированы морфологические объекты, такие, как ледниковые морены, камовые террасы, и постледниковые речные террасы и террасовые уступы.

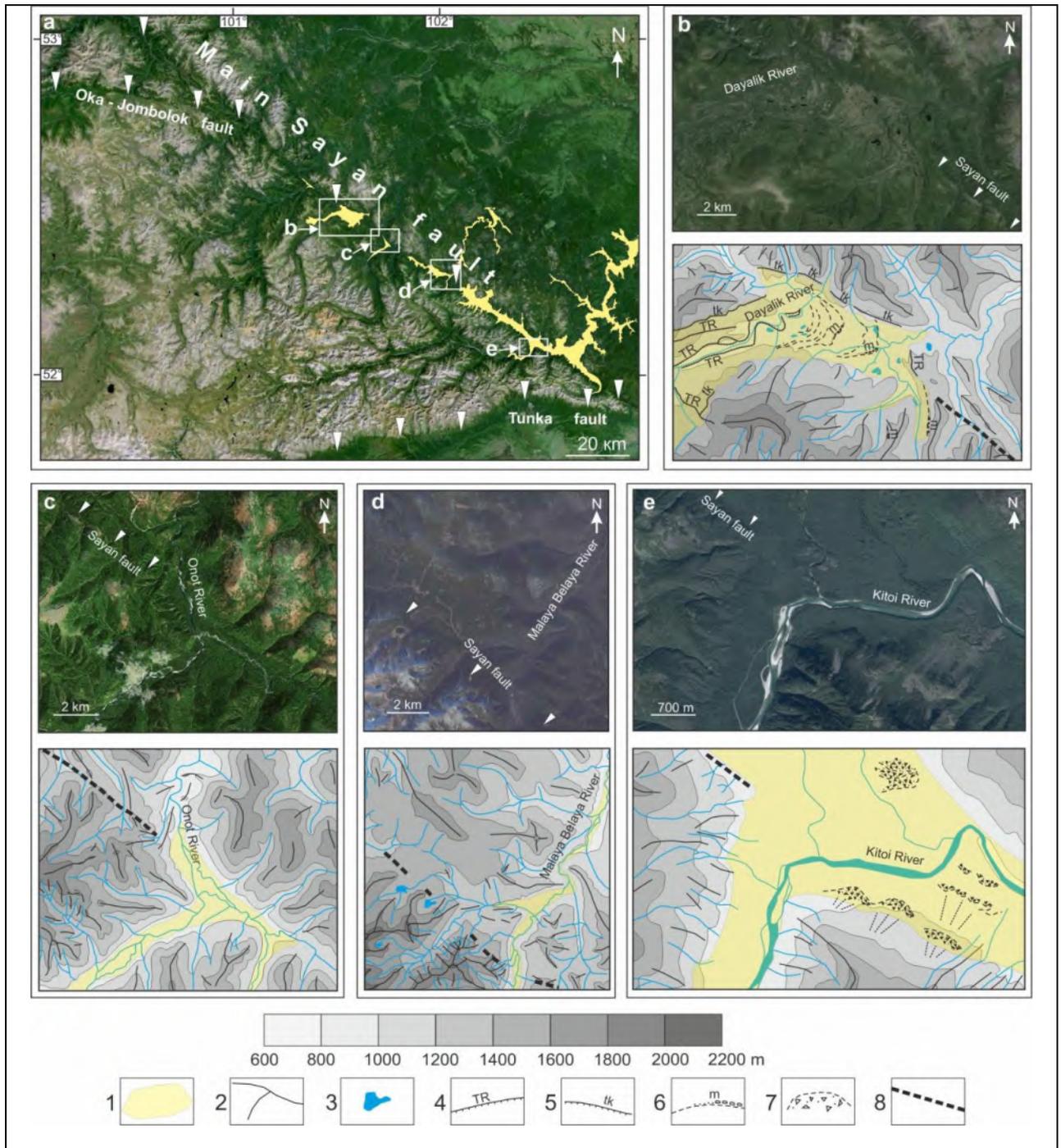


Рис. 4.38. Фрагменты космоснимков и морфологическое картирование четырех участков в зонах пересечения Главным Саянским разломом позднеледниковых и постледниковых отложений. а - схема расположения этих участков, б - район пересечения р. Даялык, с - район пересечения р. Онот, д - район пересечения р. Малая Белая, е - район пересечения р. Китой с Главным Саянским разломом. Условные обозначения: 1 - позднеледниковые и постледниковые осадочные отложения, 2 - линии водоразделов, 3 - озера, 4 - речные террасы, 5 - камовые террасы, 6 - морены, 7 - обвалы, 8 - допозднеледниковые тектонические деформации по Главному Саянскому разлому.

Анализ мест пересечения с Главным Саянским разломом рек Даялык (рис. 4.38 b), Орот (рис. 4.38 c), Малая Белая (рис. 4.38 d) и Китой (рис. 4.38 e) показал, что, не смотря на то, что Главный Саянский разлом ярко выражен в макрорельефе, никаких признаков деформаций в ледниковых отложениях морен и постледниковых отложениях речных террас обнаружено не было. Согласно разрешению космоснимков, если левосторонние сдвиговые смещения и деформировали ледниковый и постледниковый рельеф, то деформации были менее 5 м (т.е. 5 пикселей). Это свидетельствует о том, что большая часть, если не все, левосдвиговые деформации, наблюдаемые вдоль 60-км юго-восточного отрезка Главного Саянского разлома (Восточно-Саянская палеосейсмодислокация), передаются на Тункинский разлом. Принимая во внимание возраст последнего оледенения в регионе [Arzhannikov et al., 2012; 2015], такое распределение деформаций характерно для последних 14-16 тыс. лет.

На рис. 4.39 представлена, основанная на наших исследованиях, модель распределения деформаций с геометрией и кинематикой активных участков вдоль восточных сегментов Главного Саянского и Тункинского разломов в голоцене. Оба разлома имеют левосдвиговую кинематику со взбросовой компонентой, свидетельствующей о недавней инверсии их вертикальной компоненты – как минимум, для Тункинского разлома, где долговременные сбросовые деформации широкомасштабно выражены в рельефе. Главный Саянский и Тункинский разломы в настоящий момент, вероятно, соединяются через небольшой разлом северо-восточного простирания. Тот факт, что мы не наблюдаем крупных накопленных деформаций, ассоциированных с этими недавними морфотектоническими структурами, свидетельствует о том, что эта тектоническая модель установилась недавно, предположительно, одновременно с прекращением деформирования центральной части Главного Саянского разлома.

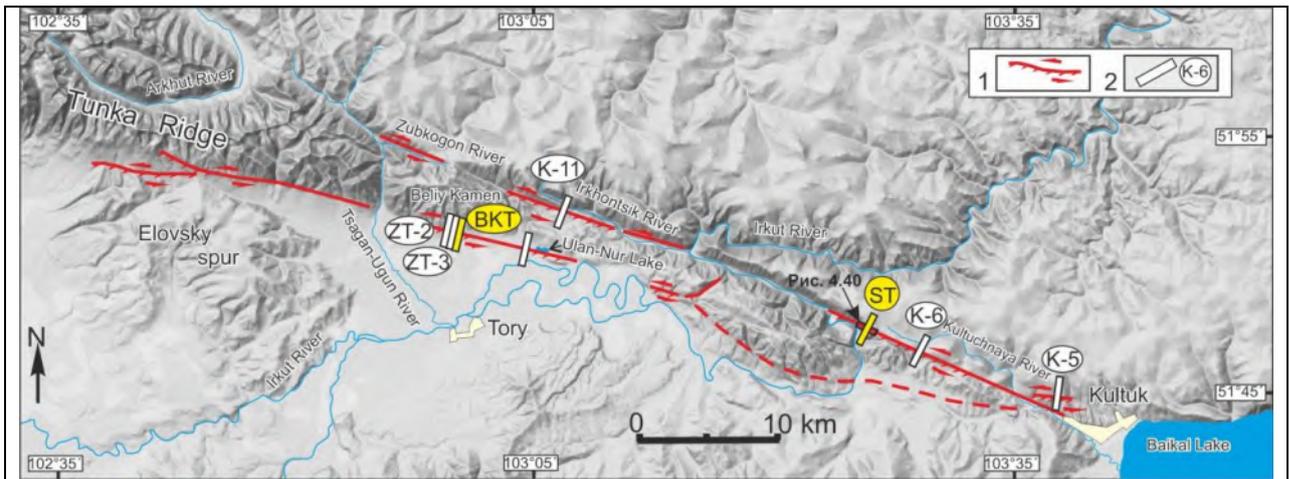


Рис. 4.39. Модель распределения голоценовых деформаций по Главному Саянскому и Тункинскому разломам в зоне их сближения: 1 - разломы и их взбросо-сдвиговая кинематика, 2 - места расположения траншей и их названия. Белым обозначены траншеи из работ [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003], желтым - траншеи, пройденные и проанализированные в данном исследовании. Черным прямоугольником обозначено местоположение рис. 4.40.

4.3.1.4.2.3 Оценка горизонтальной скорости смещения по юго-восточному отрезку Главного Саянского разлома

Картирование морфотектонических структур вдоль юго-восточного участка Главного Саянского разлома позволило обнаружить небольшой ориентированный на юг водосборный бассейн, деформированный разломом. В этом месте четвертичные геоморфологические маркеры и осадки могут быть использованы для оценки горизонтальной скорости смещения по разлому. Мы провели топографическую съемку на участке 50 x 400 м², используя цифровой тахеометр и измерили 2430 топографических точек, на основе которых построили цифровую модель рельефа (рис. 4.40, 4.41 а, местоположение см. на рис. 4.39). На цифровой модели виден обращенный на юг прямой уступ, осложняющий восточный склон водосборного бассейна (см. фото на рис. 4.41 б) и обратный уступ на западном склоне водосборного бассейна (см. фото на рис. 4.41 с). Эти признаки свидетельствуют о преобладающем левосдвиговом горизонтальном смещении вдоль Главного Саянского разлома. При этом обращенная на юг слегка дугообразная форма уступа указывает на то, что разлом имеет крутое падение на юг.

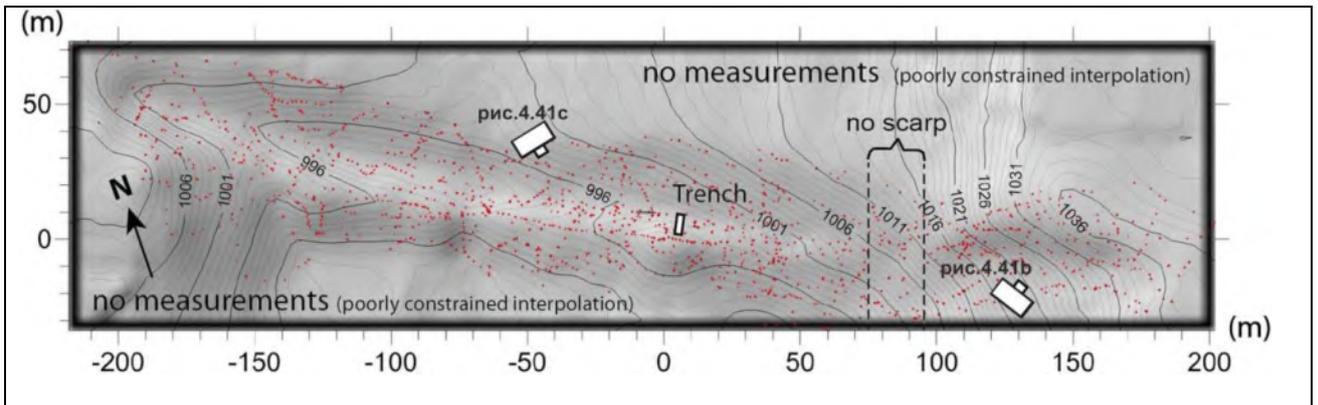


Рис. 4.40. Топографическая карта изучаемого участка Главного Саянского разлома, выбранного для расчета скоростей смещения (см. местоположение на рис. 4.39). Красные точки соответствуют измеренным топографическим точкам, с помощью которых была построена цифровая модель рельефа (рис. 4.41а).

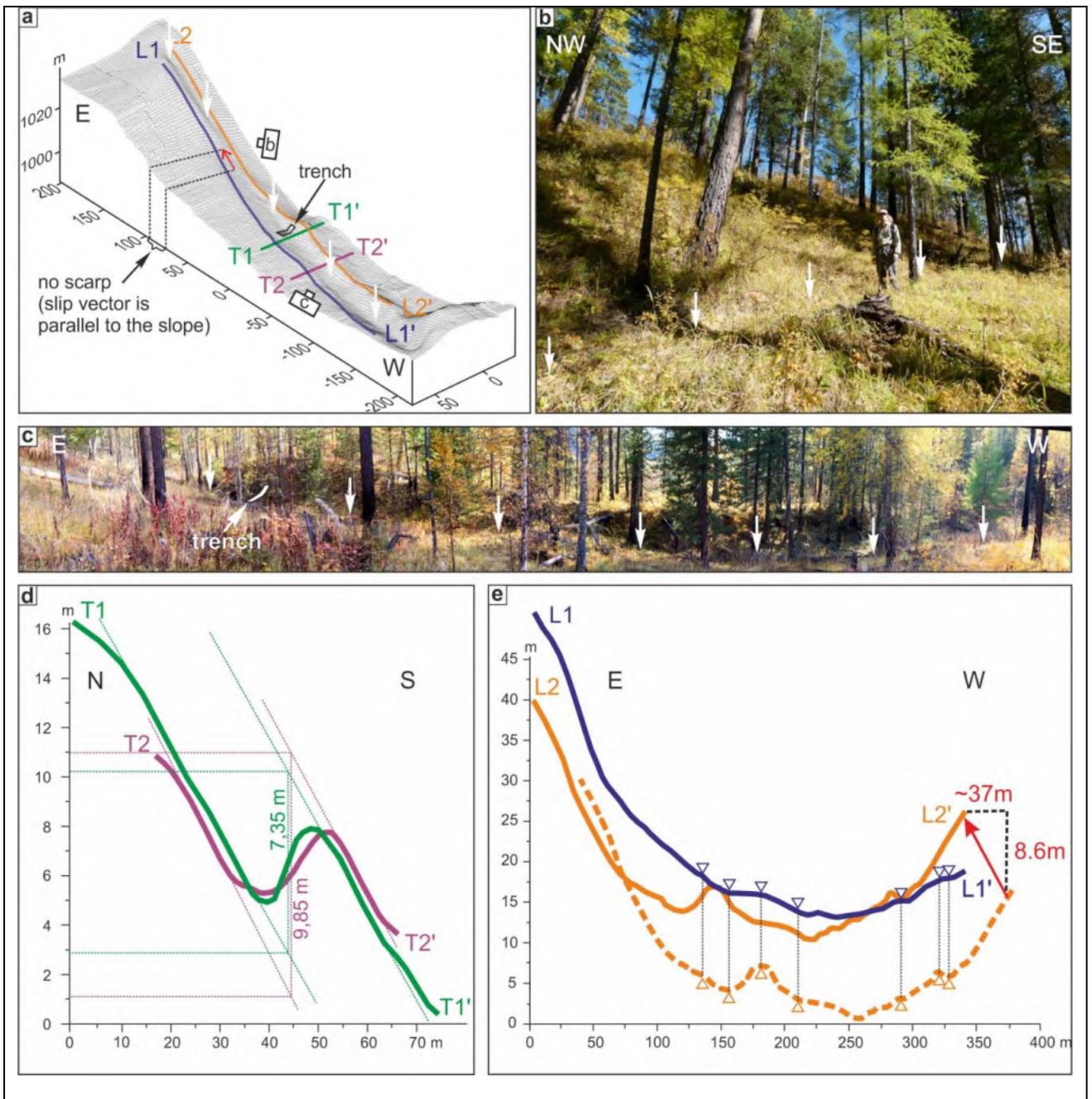


Рис. 4.41. (а): цифровая модель рельефа исследуемого участка Главного Саянского разлома; белые стрелки указывают на основание разломного уступа; L1 и L2 - параллельные продольные профили по обе стороны от разлома (L1 расположен в нескольких метрах к северу от уступа; L2 расположен на вершине разломного уступа); T1 и T2 - два поперечных профиля. (b) вид разломного уступа в его восточной части (уступ обращен на юг, 51°47.1950N, 103°26.8400E). (c) панорамный вид разломного уступа (уступ обращен на север, 51°47.2800N, 103°26.6600E). (d) поперечные профили T1 и T2; e) продольные профили L1 (синяя линия) и L2 (оранжевая линия); синие и оранжевые треугольники указывают реперные точки (одинаковые топографические особенности для того и другого профиля) между синим и пунктирным оранжевым профилями перед смещением; красная стрелка показывает вектор скольжения с его горизонтальной и вертикальной составляющими.

Для определения накопленного левосдвигового горизонтального смещения мы использовали тот участок на цифровой модели, где уступ в рельефе пропадает (между координатами 75 м и 95 м) и обращенный на восток склон дренажного бассейна становится обращенным на запад (рис. 4.41 а). Данный признак означает, что вектор смещения параллелен топографическому склону вдоль линии разлома (Nazari et al., 2009). Таким образом, мы определили наклон вектора смещения (α) относительно горизонтали, измерив топографический склон между координатами 75 м и 95 м на цифровой модели. Наклон получился $13 \pm 1^\circ$ на запад. Затем, мы оценили накопленное вертикальное смещение с помощью топографических профилей, пройденных вкrest простирания разломного уступа (рис. 4.41 d). Мы получили среднее значение (V) = 8.6 ± 1.2 м. Горизонтальное смещение (H) было рассчитано из формулы $H = V / \tan(\alpha)$, что дало значение накопленного левостороннего горизонтального смещения в 37.5 ± 2.5 м. Мы получили то же значение горизонтального смещения и другим путем – совмещая реперные точки (то есть топографические особенности) двух параллельных профилей, пройденных по двум сторонам разломного уступа (рис. 4.41 e).

Для оценки возраста формирования уступа была пройдена траншея (ST) 3 м глубиной вкrest его простирания, где были вскрыты осадки, которые сформировались в седиментационной ловушке, образованной обращенным к северу обратным уступом на склоне. Целью был отбор образцов и датировка самых первых подпорных осадков в седиментационной ловушке (рис. 4.42, местоположение траншеи см. на рис. 4.41 а,с). На рис.

4.42 d показана схема основных горизонтов и зоны разлома (толстая красная линия), обнаруженных в траншее. Было выделено 4 главных обломочных горизонта, деформированных разломом в нижней части траншеи (горизонты U60, U70, U80 и U100), и 4 не деформированных горизонта в верхней части траншеи (горизонты U50 - U20). Литологические границы нижних деформированных горизонтов (U70, U80 и U100) имеют падение на юг. Отложения этих горизонтов загнуты возле зоны разлома, что свидетельствует о их деформации при подвижках по разлому. Верхние горизонты (50-20) имеют падение на север. Мы интерпретируем их как коллювий, отложившийся за счет формирования уступа в результате, как минимум, двух сейсмических событий, характеризуемых выходом разрыва на поверхность (см. ниже).

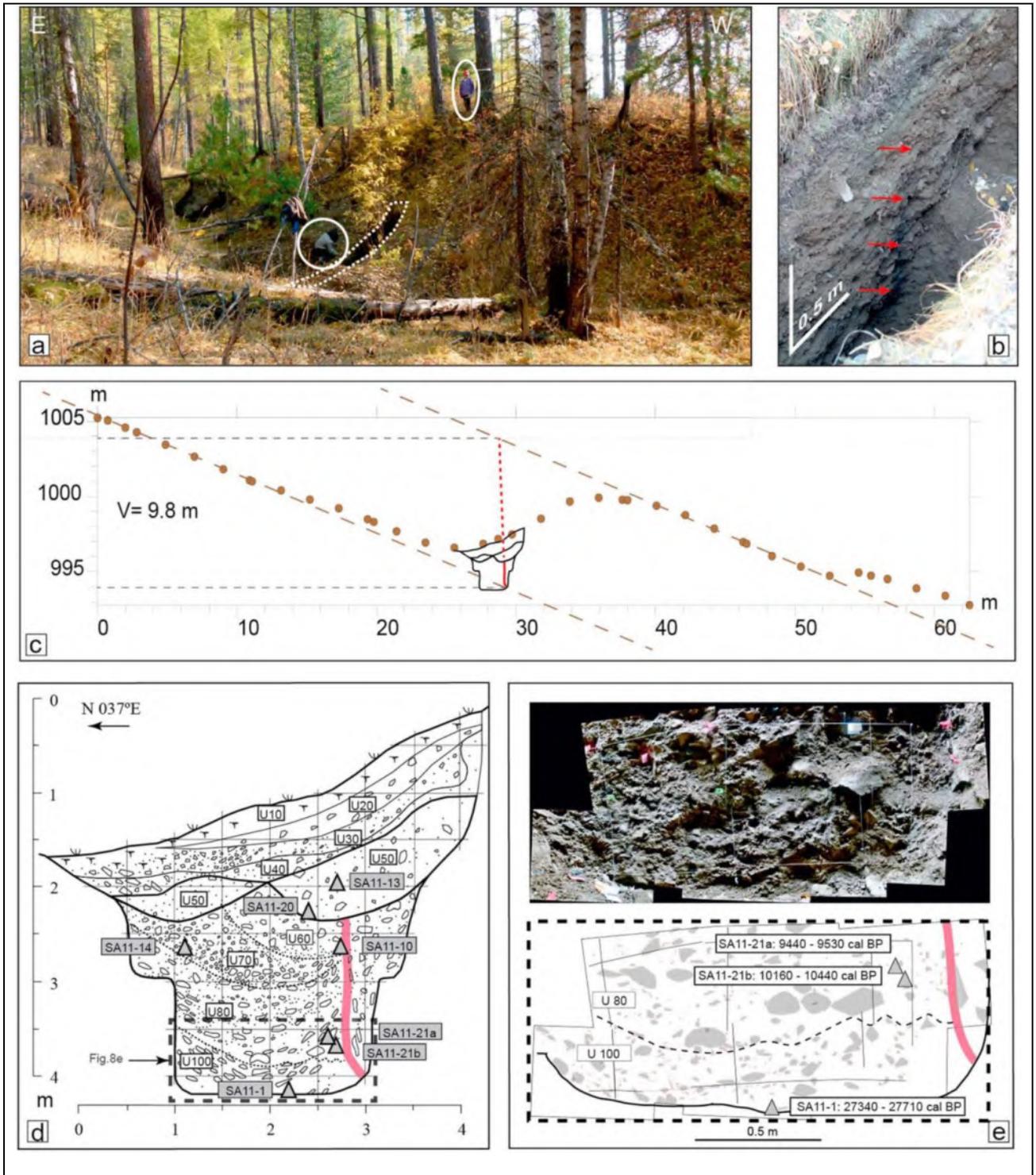


Рис. 4.42. (a): фото обратного уступа и траншеи (белая пунктирная линия), вскрывающей подпорные осадки ($51^{\circ} 47,2250'N$, $103^{\circ} 26,7550'E$, люди обведены для масштаба); (b) фото, показывающее зону разлома, запечатанную горизонтом (U50); (c) положение траншеи относительно уступа; (d) документация восточной стенки траншеи, показывающая основные стратиграфические единицы, зону разлома (красная линия) и отобранные образцы; (e) фотоколлаж и интерпретация нижней части траншеи.

В траншее были обнаружены несколько угольков, распределенных в различных горизонтах, что позволило ограничить возраст отложений (табл. 4.12, рис. 4.42 d). Кроме двух образцов (SA11-13 и SA11-14), калиброванный радиоуглеродный возраст образцов

расположился в стратиграфическом порядке. Согласно местоположению траншеи относительно разломного уступа (рис. 4.42 с) и изменению размерности отложений в нижней части траншеи (более мелкозернистые отложения горизонта U100 и более грубозернистые горизонта U80, (рис. 4.42 е), мы интерпретируем горизонт U100 как соответствующий делювиальному покрытию склона в северном крыле разлома (лежащее крыло) до формирования уступа. Таким образом, мы считаем, что образец (SA11-1), отобранный в горизонте U100, предшествует началу формирования уступа и представляет максимальный возраст его формирования. Отношение величины накопленного горизонтального смещения (37.5 ± 2.5 м) к возрасту образца SA11-1 (27340 - 27710 cal years BP) дает нам минимальную скорость левостороннего сдвигового смещения по Главному Саянскому разлому в 1.4 ± 0.1 мм/год.

| Образец | Горизонт | ^{14}C age year BP | \pm | Calibrated age, year BP (2σ) |
|----------|----------|-----------------------------|-------|---------------------------------------|
| SA11-1 | U100 | 23,270 | 90 | 27340–27710 |
| SA11-14 | U70 | 29,030 | 140 | 32840–33640 |
| SA11-13 | U50 | 5,090 | 40 | 5740–5920 |
| SA11-10 | U60 | 8,720 | 40 | 9550–9820 |
| SA11-20 | U50 | 4,805 | 30 | 5470–5600 |
| SA11-21a | U80 | 8,465 | 40 | 9440–9530 |
| SA11-21d | U80 | 9,100 | 70 | 10,160–10,440 |

Таблица 4.12. Рассчитанные возраста по данным радиоуглеродного анализа угольков, отобранных в траншее ST.

Напротив, образцы SA11-21a и 21b были отобраны в горизонте U80, который соответствует первым подпорным осадкам (см. рис. 4.42 с,е). То есть, они отложились после начала образования уступа. Отношение величины накопленного горизонтального смещения к возрасту образца SA11-21b (10160 - 10440 cal years BP) дает максимальную скорость горизонтального смещения по разлому в 3.6 ± 0.3 мм/год. Таким образом, скорость левостороннего сдвигового смещения по Главному Саянскому разлому ограничивается цифрами 1.3 и 3.9 мм/год.

4.3.1.4.2.4 Анализ сейсмической активности Главного Саянского и Тункинского разломов в зоне их сочленения

С целью анализа сейсмического потенциала восточных отрезков Главного Саянского и Тункинского разломов, была проанализирована сейсмическая активность обоих разломов в зоне их сочленения. Были рассмотрены основные результаты палеосейсмологических исследований, опубликованных в работах [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Смекалин, 2008], и проведена их интерпретация совместно с нашими данными [Ritz et al., 2018]. На рис. 4.43 представлены документации траншей, в которых были найдены явные признаки сейсмических событий (горизонтов древней поверхности, деформированных вышедшими на поверхность разрывами [McCalpin, 2009]) с возрастными границами событий (табл. 4.13). На рисунке представлено 7 траншей с востока на запад: К-5, К-6, ST и К-11 для Главного Саянского разлома и ВКТ, ZT-2 и ZT-3 – для Тункинского (местоположение см. на рис. 4.39).

| Разлом | Траншея | Образец | ¹⁴ C возраст | ± | Калиброванный возраст, лет назад (2σ) |
|---|---------|------------|-------------------------|---------------|---------------------------------------|
| Главный Саянский | К-5 | LU-2997* | 580 | 60 | 520–660 |
| | | LU-2998* | 4,670 | 30 | 5,320–5,470 |
| | | LU-2999* | 7,570 | 90 | 8,190–8,540 |
| | К-6 | LU-3026* | 1,760 | 50 | 1,560–1,810 |
| | | LU-3027* | 2,000 | 40 | 1,870–2,060 |
| | | LU-3029* | 5,110 | 60 | 5,720–5,950 |
| | | LU-3025* | 8,920 | 60 | 9,890–10,220 |
| | К-11 | LU-3045* | 7,070 | 100 | 7,680–8,050 |
| | | LU-3044* | 9,340 | 60 | 10,380–10,710 |
| | | LU-3043* | 9,760 | 110 | 10,740–11,410 |
| LU-3004* | | 11,420 | 180 | 12,860–13,590 | |
| Тункинский (Горская палеосейсмодислокация) | ZT-3 | GIN-9604** | 3,110 | 60 | 3,170–3,450 |
| | | GIN-9603** | 4,550 | 90 | 4,960–5,470 |
| | | GIN-9602** | 9,390 | 110 | 10,270–11,080 |
| | | GIN-9601** | 10,700 | 210 | 12,010–13,050 |
| | ZT-2 | GIN-9600** | 750 | 40 | 650–740 |
| | | GIN-9599** | 5,440 | 70 | 6,000–6,350 |
| | | GIN-9598** | 8,400 | 80 | 9,240–9,540 |
| | ВКТ | H2660*** | 2,562 | 72 | 2,420–2,780 |
| | | H2661*** | 5,898 | 73 | 6,530–6,900 |
| | | H2662*** | 5,982 | 69 | 6,660–6,990 |
| H2659*** | | 6,790 | 84 | 7,490–7,800 | |

Таблица 4.13. Калиброванные возраста, рассчитанные по данным радиоуглеродных анализов образцов, отобранных в траншеях в восточной части Тункинского и Главного Саянского

разломов. Дендрохронологически откалиброванные календарные возрастные диапазоны были рассчитаны с помощью программы Calib Radiocarbon Calibration [Stuiver et al., 2018] с погрешностью 2 стандартных отклонения. Возрастные диапазоны округлены до ближайшего десятилетия. (*), (**), (***) : данные [Чипизубов, Смекалин, 1999], [Чипизубов и др. 2003], и [Ritz et al., 2018], соответственно.

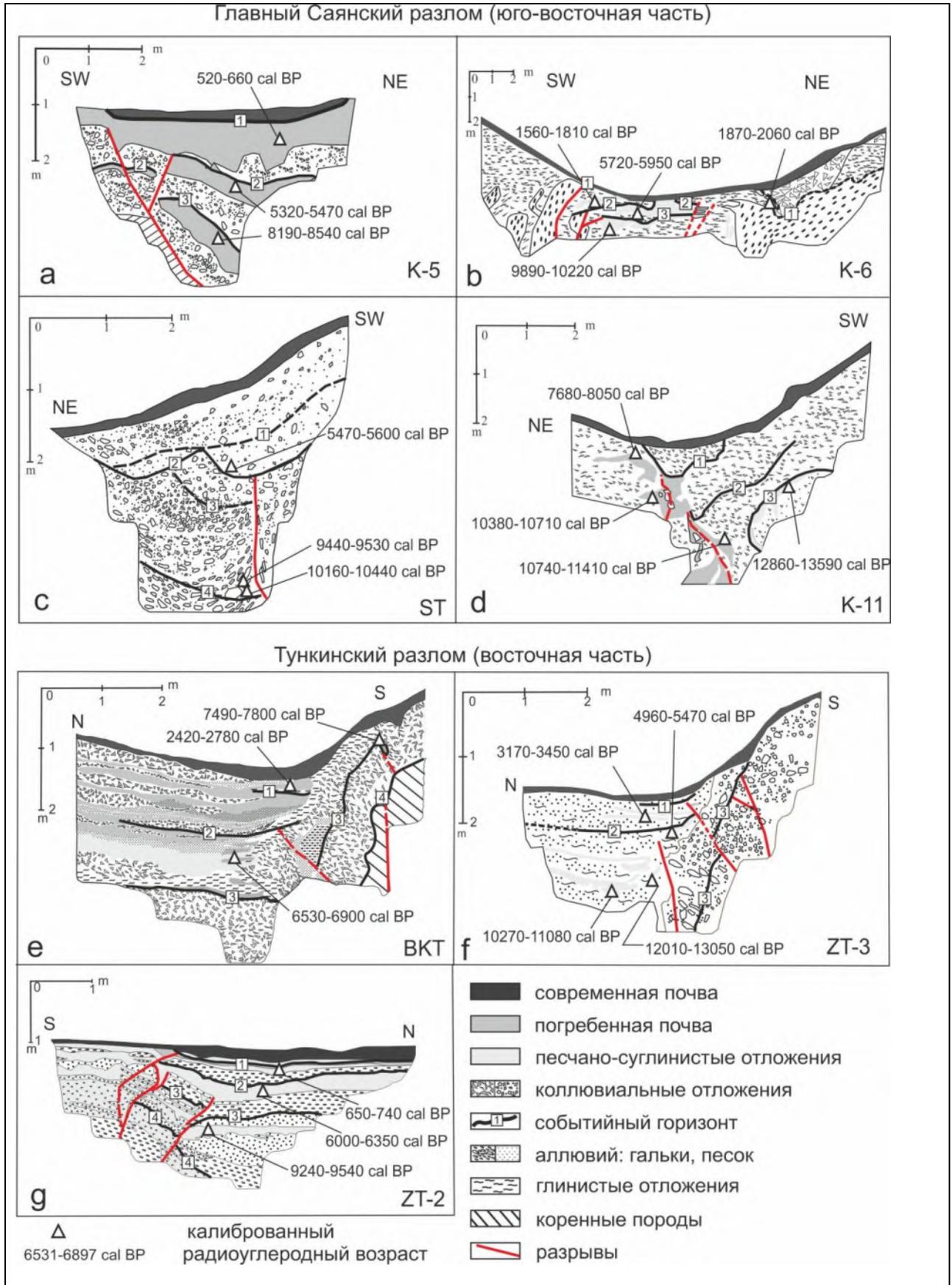


Рис. 4.43. Синтез документаций семи изученных траншей, пройденных вкрест простирания Главного Саянского и Тункинского разломов, показывающий событийные горизонты и их возрастные ограничения. Расположение траншей см. на рис. 4.39. Документация траншей К5, К6, К11, ZТ3 и ZТ2 были воспроизведены из работ [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Смекалин, 2008] с упрощениями.

Что касается палеосейсмологических исследований для юго-восточной части Главного Саянского разлома, основные наблюдения - следующие:

В траншее К5 (рис. 4.43 а) выделяются 3 события как по критерию запечатывания разломов, так и по стратиграфическим признакам (разорванные погребенные почвенные горизонты). Радиоуглеродное датирование богатого органикой материала позволило ограничить возраст сейсмического события 1 (самого молодого) – после 660 cal years BP, и события 2 (предыдущего) – между 520 и 5470 cal years BP. Событие 3, заключенное во временные рамки между 5320 и 8540 cal years BP, может быть выделено из погребенного почвенного горизонта, который был разорван и погребен ниже коллювиального клина, который перекрыт, в свою очередь, разорванным и погребенным почвенным горизонтом, определяющим событие 2. Несмотря на то, что нет критерия запечатанного разлома, позволяющего четко выделить событие 3, эта древняя разорванная погребенная почва была расценена, как событийный горизонт, при условии, что в юго-западной части траншеи ниже событийного горизонта 2 она не наблюдается. Кроме того, существование сейсмического события в этот промежуток времени также подтверждено в трех других траншеях (см. ниже).

В траншее К6 (рис. 4.43 б) также обнаружены три события с такого же типа палеосейсмическими признаками: самое молодое (1) произошло после 1810 cal years BP, тогда как события 2 и 3 заключены во временные рамки между 1560 и 5950 cal years BP, и 5720 и 10220 cal years BP, соответственно.

В канаве ST (рис. 4.43 с) которая была нами пройдена для датирования накопленного смещения по Главному Саянскому разлому, в результате которого сформировался уступ, представленный на (рис. 4.41 и 4.42), четко выделяются два события и еще два предположительно. Два последних события (1 и 2) произошли после 5600 cal years BP, что

соответствует возрасту, полученному из образца уголька, отобранного в нижней части коллювиального клина (горизонт 50, рис. 4.41 d) Необходимо отметить, что горизонт коллювиального клина был отложен после события, но поскольку событие сопровождалось формированием уступа, образующий его обломочный материал, такой, как обломки или угли, по возрасту предшествуют событию. Событие 3 произошло между 5470 and 9530 cal years BP. Событие 4, с которого началось формирование уступа, произошло перед 10160 cal years BP.

В траншее К-11 (рис. 4.43 d) выделены следы, как минимум, трех событий, произошедших за последние 13590 лет. Они выделены, в основном, по стратиграфическим признакам (таким, как коллювиальные горизонты, перекрывающие разорванные структуры). Самое молодое событие (1), зафиксированное в траншее, произошло после 8050 cal years BP. Два более древних события (2 и 3) заключены в рамки между 7680 и 11410 cal years BP, и между 10740 и 13590 cal years BP, соответственно.

Что касается палеосейсмологических исследований восточной части Тункинского разлома, то главные наблюдения следующие. В траншее ВКТ (рис. 4.43 e) мы выделили 4 события: небольшой коллювиальный клин, заключенный между подпорными осадками в верхней части траншеи, мы интерпретировали как соответствующий самому молодому событию (1), хотя, мы не наблюдаем разлома, ассоциированного с этим событием. Используя ту же интерпретацию определения возраста переотложенного угля, что и в траншее ST на Главном Саянском разломе (см. выше), мы определили, что это событие произошло после 2780 cal years BP. Событие 2 также выделяется по коллювиальному клину, при этом есть предполагаемый разлом, ассоциированный с этим событием. Согласно радиоуглеродным возрастам, это событие произошло между 2420 и 6900 cal years BP. Два более древних события (3 и 4) были выделены по мощным коллювиальным клиньям (с четким запечатыванием разломов), они произошли после 7490 cal years BP (возраст богатой органикой материала из седиментационной ловушки, переслаивающегося с осадками коллювиального клина, образовавшегося после события 3).

В траншее ZT-3 (рис. 4.43 f), расположенной в нескольких сотнях метров к востоку от нашей траншеи ВКТ, было выделено 3 события, основываясь на критериях коллювиальных клиньев и запечатанных разрывов [Смекалин, 2008]. Согласно радиоуглеродным датировкам, самое молодое из выделенных событий (1) произошло после 3450 cal years BP. Событие 2 произошло между 3170 и 5470 cal years BP, тогда как самое древнее событие 3 произошло ранее 12010 cal years BP. Отметим, что эти данные предполагают достаточно долгий перерыв между событиями 2 и 3. Последнее не соответствует нашим наблюдениям, сделанным в соседней траншее ВКТ, и говорит о том, что одно из событий могло быть пропущено.

Из документации траншеи ZT-2 ([Смекалин, 2008], (рис. 4.43 g)), расположенной немного западнее траншеи ZT-3, можно интерпретировать 4 сейсмических события. Критерий запечатывания разлома позволяет выделить самое молодое событие 1, которое произошло после 740 cal years BP. Предыдущее событие (2) произошло между 650 и 6350 cal years BP. Событие 3 произошло между 6000 и 9540 cal years BP. Самое древнее событие 4, выделенное по аллювиальному горизонту, эродирующему и залегающему несогласно на коллювиальном горизонте, произошло ранее 9240 cal years BP.

На рис. 4.44 показаны возрастные ограничения для событий, выделенных в четырех траншеях, заложенных на Главном Саянском разломе, и в трех траншеях, заложенных в восточной части Тункинского разлома. Обобщение результатов для каждого разлома позволило сжать временные рамки последних событий, произошедших в зонах этих разломов.

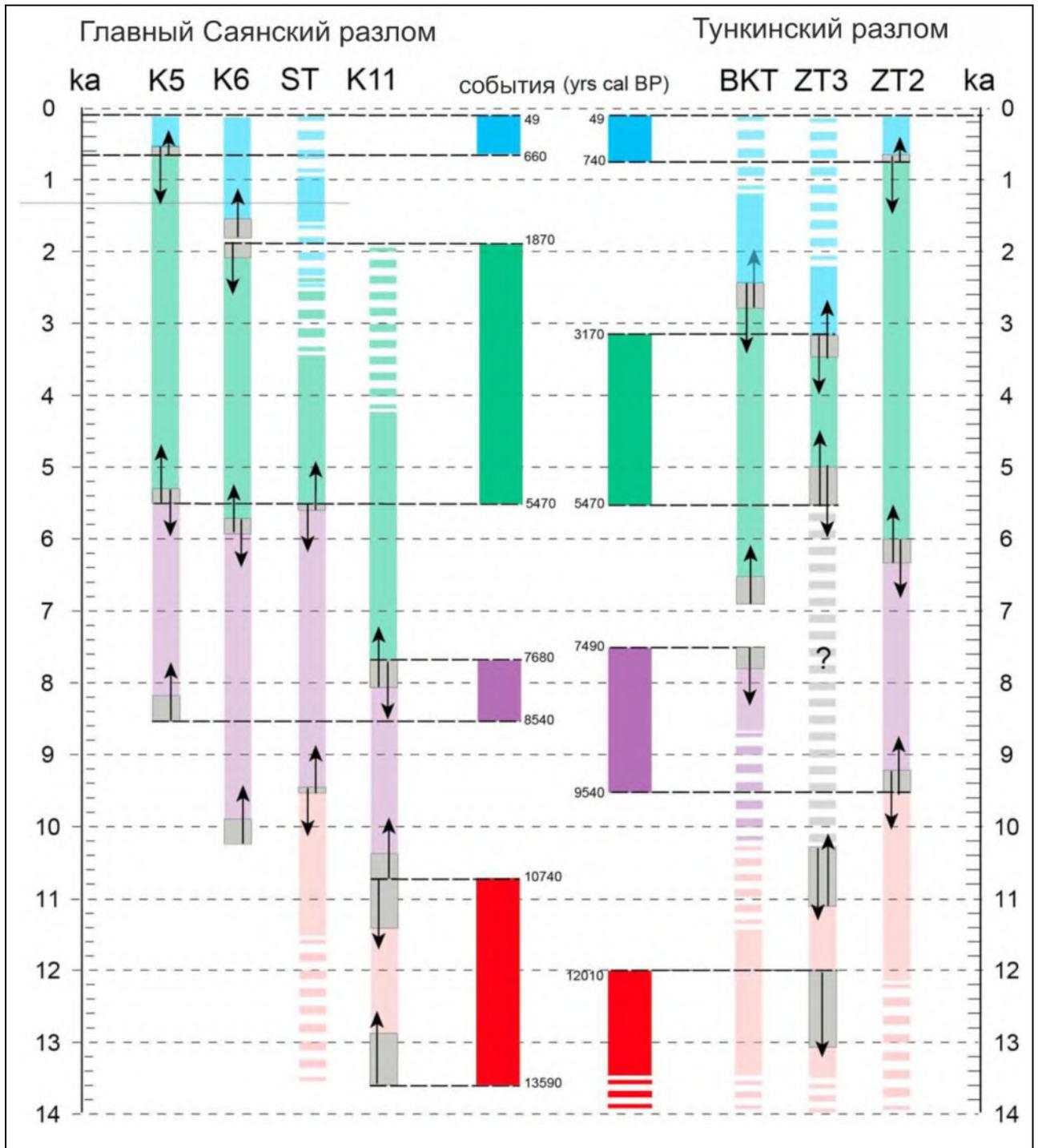


Рис. 4.44. Синтез возрастных ограничений для четырех палеоземлетрясений, наблюдавшихся в траншеях К-5, К-6, ST и К-11 вдоль Главного Саянского разлома и в траншеях ВКТ, ZT-3 и ZT-2 вдоль Тункинского разлома. Серые поля соответствуют откалиброванным возрастам, а черные стрелки указывают дату до или после событий. Голубой, зеленый, пурпурный и розовый цвета определяют временные диапазоны, в течение которых произошли, соответственно, события 1,2,3 и 4 (см. текст). Два центральных столбца с более яркими цветами объединяют возрастные ограничения, полученные для каждого из разломов.

В восточной части Главного Саянского разлома самое молодое землетрясение (1) произошло между 1901 г. нашей эры (т.е. за 49 лет до 1950 года, относительно которого

калибруют радиоуглеродный возраст) и 660 cal years BP. Дата 1901 соответствует началу работы первой сейсмологической станции «Иркутск» и может быть расценена как верхняя граница исторического периода [Radziminovich and Shchetnikov, 2013]. Следовательно, палеосейсмические признаки, характеризующие первое событие в канаве К5 [Чипизубов, Смекалин, 1999], (рис. 4.43 а), могут соответствовать историческому землетрясению 27 июня 1742 года. Предыдущие землетрясения (2), (3) и (4) произошли между 1870 и 5470, 7680 и 8540 и 10740 и 13590 cal years BP, соответственно.

В восточной части Тункинского разлома самое молодое землетрясение (1) произошло между 1901 г. нашей эры и 740 cal years BP. События (2) и (3) произошли между 3170 и 5470 и 7490 и 9540 cal years BP, соответственно. Событие 4 произошло ранее 12010 cal years BP. Если сопоставить временное распределение крупных землетрясений для двух разломов (рис. 4.44), то видно, что они перекрываются. Оба разлома вскрывались 4 раза в течение последних ~14 тыс. лет, и средний период повторяемости крупных разрывообразующих землетрясений у них одинаков (~4 тыс. лет, точнее, 4.2 ± 0.3 тыс. лет для Главного Саянского разлома и 3.9 ± 0.6 тыс. лет - для Тункинского). Такое распределение крупных событий свидетельствует о том, что оба этих разлома могли вскрываться одновременно или последовательно в рамках одних и тех же циклов активизации.

4.3.1.4.2.5. Обсуждение результатов

Детальное картирование молодых тектонических деформаций вдоль Главного Саянского и Тункинского разломов в зоне их сочленения позволило показать, что оба разлома имеют левостороннюю сдвиговую кинематику со взбросовой компонентой. Это свидетельствует о недавней инверсии их вертикальной компоненты со сбросовой на взбросовую, в частности, для восточной части Тункинского разлома. Это согласуется с результатами наших предыдущих исследований в западной части Тункинской системы впадин [Ritz et al., 2000; Larroque et al., 2001; Аржанникова и др., 2003а; 2007; Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2005], так же, как и с результатами работы [Чипизубов и др.,

2003] для восточного участка Тункинского разлома и работ [Чипизубов, Смекалин, 1999; Саньков и др., 2004] для восточной части Главного Саянского разлома. Анализ самых молодых морфотектонических структур свидетельствует о том, что Главный Саянский и Тункинский разломы соединяются через небольшой разлом северо-восточного простирания. Детальный анализ аэрофото- и космоснимков показал, что вдоль центральной части Главного Саянского разлома (за пределами 60-киллометрового юго-восточного отрезка) не было обнаружено признаков деформаций в позднеледниковых и постледниковых геоморфологических объектах. Это может показаться удивительным, что этот отрезок разлома оставался в состоянии покоя, не продуцируя крупные разрывообразующие события в течение последних 14-16 тыс. лет. Однако, принимая во внимание рассчитанную нами скорость горизонтального смещения по разлому (1.3-3.9 мм/г), дефицит смещения должен составлять от 24 до 62 м. Таким образом, это противоречит тому, что центральный сегмент Главного Саянского разлома все еще продуцирует крупные землетрясения (как минимум, регулярно), и свидетельствует о том, что большая часть, если не все, левосдвиговые деформации, наблюдаемые на восточном отрезке разлома, передаются на Тункинский разлом в последние, как минимум, ~15 тыс. лет. Это подтверждают полученные нами данные о минимальной горизонтальной левосторонней скорости смещения для Тункинского разлома в 1.5 ± 0.1 мм/год за последние 12.5 тыс. лет (см. выше), которые согласуются с данными, полученными для Главного Саянского разлома.

Скорость левосдвигового смещения, оцененная для Саяно-Тункинской системы разломов в 1.3-3.9 мм/год, вместе со скоростью, оцененной для Богдинского и Болнайского разломов в Монголии (~1мм/год и ~2.5 мм/год, соответственно [Ritz et al., 1995; 2006, Rizza et al., 2011; 2015]), согласуется со скоростью перемещения в восточном направлении Северо-Китайского блока относительно Сибирской платформы, которая составляет ~5 мм/год [Calais et al., 2003].

Анализ основных палеосейсмологических наблюдений, сделанных на восточных отрезках Главного Саянского и Тункинского разломов, показал, что за последние 14 тыс. лет

в зонах этих разломов произошло 4 сейсмических события с периодом повторяемости 3.9-4.2 тыс. лет для обоих разломов. Наша интерпретация отличается от предыдущих. В работе [Чипизубов, Смекалин, 1999] и на основе повторно интерпретированных данных в работе [Саньков и др., 2004] показано, что на восточном отрезке Главного Саянского разлома произошло 5 разрывообразующих землетрясений за последние 10 тыс. лет, заключенных во временные рамки: ~400-1100 (1), ~1800-2600 (2), 4200-5100 (3), 7000-7700 (4), 8400-9700 (5) лет назад. Для восточного участка Тункинского разлома (Торская палеосейсмодислокация) Чипизубов и др. [2003] выделяют 4 события, произошедших в течение последних ~12 тыс. лет, заключенных во временные рамки: 2464-2809 (1), 5227-5907 (2), 8720-9902 (3) и 10386-11187 (4). Некоторые из этих результатов согласуются с нашими – в случае со вторым и третьим событиями для Тункинского разлома и с первым и вторым событиями для Главного Саянского разлома, хотя в последнем случае два события (2 и 3) из работы [Чипизубов, Смекалин, 1999] попадают в более широкие рамки одного события (2), выделенного нами. Такое несовпадение произошло потому, что, во-первых, мы откорректировали все датировки, откалибровав их с помощью современной программы [Stuiver et al., 2018], а, во-вторых, выделили событийные горизонты по палеосейсмическим признакам [McCalpin, 2009], что позволило по-новому взглянуть на интерпретацию задокументированных траншей.

Умножение минимальной и максимальной скорости смещения по разлому (1.3 мм/год и 3.9 мм/год) на среднее значение периода повторяемости крупных землетрясений дает величину среднего горизонтального смещения за одно событие – от 5 до 16 м. Если сравнить с данными [Чипизубов, Смекалин, 1999] о величине горизонтального смещения за одно событие по Главному Саянскому разлому (4-10 м) и с данными [Чипизубов и др., 2003] о величине горизонтального смещения за одно событие по восточному отрезку Тункинского разлома (3.5-8 м), можно заключить, что горизонтальная скорость смещения по Саяно-Тункинской системе разломов в зоне их сочленения близка к нижней границе.

Распределение событий во времени по двум разломам свидетельствует о том, что разломы могли вскрываться одновременно или во время сгруппированных (кластерных)

землетрясений. Это подтверждается палеосейсмическими наблюдениями. Например, событие 3 по обоим разломам произошло во временные рамки 7.5-9.5 тыс. лет и выражено в разрезах мощным коллювиальным горизонтом, накопленным за счет формирования уступа (в частности, это ярко выражено для Тункинского разлома (см. рис. 4.43 е и 4.43 ф). То же самое применимо и к событию 4. Это говорит о том, что соответствующие уступы были большими, и были сформированы в результате крупных событий, сопровождающихся поверхностным разрывообразованием.

Эта интерпретация согласуется со смещениями за одно событие равными или более крупными, чем 4 м и 3.5 м, которые были рассчитаны для сдвиговых событий по Главному Саянскому и Тункинскому разломам, соответственно [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003]. Согласно статистическим формулам [Wells and Coppersmith, 1994], эти смещения соответствуют землетрясениям с моментными магнитудами $M_w \geq 7.5$, которые ассоциируются с поверхностными разрывами длиной, как минимум, 100 км. Это означает, что крупные события могли формировать разрывы одновременно как на 60-км активном отрезке Главного Саянского разлома, так и на восточной части Тункинского разлома.

Напротив, стратиграфические записи для двух более молодых событий, с менее мощными коллювиальными горизонтами, связанными с формированием уступа (см. рис. 4.43 а,е,ф,г), свидетельствуют о более слабых событиях, сопровождавшихся поверхностным разрывообразованием, которые могли независимо происходить на этих двух разломах. Однако, похожие временные рамки этих событий для одного и для другого разломов свидетельствуют о том, что они могли вскрываться последовательно близко по времени.

4.3.1.4.2.6. Выводы

Проведенные нами исследования привнесли новую информацию о скорости смещения и сейсмическом потенциале Тункинского и Главного Саянского разломов в зоне их сочленения.

Детальное картирование молодых деформаций, с использованием космоснимков Google Earth и Bing, на юго-западных отрезках двух разломов показало, что в настоящее время оба разлома имеют левосдвиговую кинематику со взбросовой компонентой и пространственно соединены. Это подтверждает установление нового тектонического режима в районе юго-западного выступа Сибирской платформы в течение четвертичного периода.

Морфотектонический анализ, включающий дешифрирование аэрофотоснимков, центральной части Главного Саянского разлома, за пределами 60-км юго-восточного отрезка, показал, что на этом участке не наблюдается тектонических деформаций в постледниковом рельефе. Это означает, что большая часть лево-сдвиговых смещений, наблюдаемых по Главному Саянскому разлому, в настоящий момент передалась на Тункинский разлом, приводя к уменьшению, если не к прекращению, активности в центральной части Главного Саянского разлома.

Детальные морфотектонические исследования разломного уступа вдоль юго-восточного отрезка Главного Саянского разлома (построение цифровой модели с помощью цифрового тахеометра для определения накопленного горизонтального смещения и вскрытие траншеей разлома для датирования подпорных осадков) позволили определить минимальную и максимальную скорости левосдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, которые составили 1.3 и 3.9 мм/год, соответственно.

Компиляция и повторная интерпретация основных палеосейсмологических данных, полученных для данного района предшественниками, вместе с нашими собственными палеосейсмологическими исследованиями показали, что восточные отрезки Главного Саянского и Тункинского разломов продуцировали землетрясения с магнитудой 7-8 со средним периодом повторяемости в ~4 тыс. лет в течение последних 14 тыс. лет. Похожие временные границы палеоземлетрясений для Главного Саянского и Тункинского разломов свидетельствуют о том, что они могли вскрываться вместе или последовательно в рамках одних и тех же циклов активизации.

4.3.1.4.3. Западная часть Тункинской системы впадин

Если для крайней восточной части Тункинской системы впадин позднеплейстоцен-голоценовая инверсия кинематики разломов (Тункинского и Главного Саянского) хорошо задокументирована и не вызывает разногласий [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013; Ritz et al., 2018], то для западной части Тункинской системы впадин до сих пор нет единого мнения о кинематике разломов и деформационном режиме в целом. При этом западная часть Тункинской системы впадин проявляет большую сейсмическую активность. Именно к ней приурочено максимальное количество очагов современных землетрясений (рис. 4.45). Ниже представлены результаты структурно-геоморфологического и сейсмологического анализа западной части Тункинской системы впадин, а также палеосейсмологического изучения Мондинского и оперяющего его разломов, опубликованные в работах [Arzhannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2005; Аржанникова и др., 2003а; 2007; 2021].

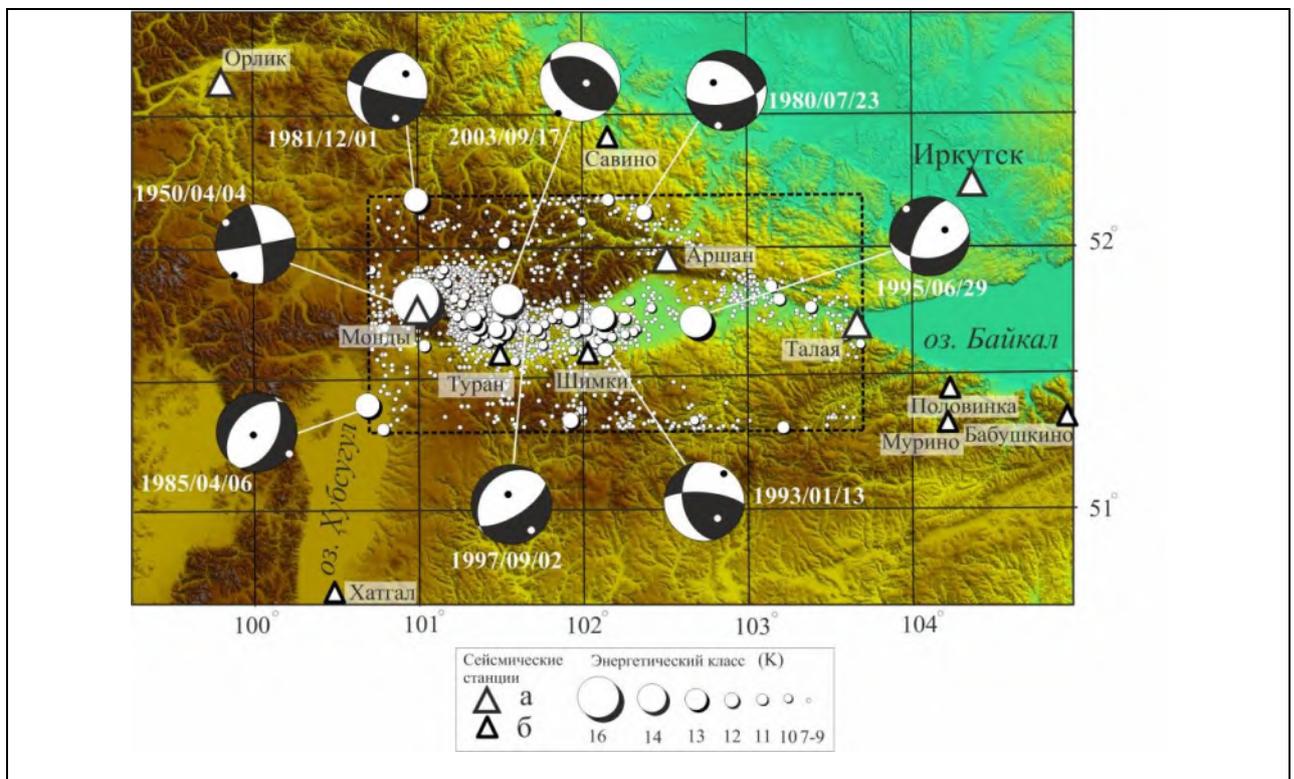


Рис. 4.45. Эпицентры землетрясений, произошедших на территории Тункинской системы впадин и прилегающих хребтов (выделенной прямоугольником), за период с 1950 по 2003 гг. и индивидуальные фокальные механизмы в проекции нижней полусферы. На стереограммах закрашены области волн сжатия; главные оси напряжений растяжения и сжатия обозначены светлыми и темными точками соответственно. Треугольниками обозначены постоянные (а) и временные (б) сейсмические станции.

4.3.1.4.3.1. Сейсмичность и особенности напряженно-деформированного состояния земной коры

Сейсмостатистические данные свидетельствуют о том, что в исследуемом районе в XIX-XX веках произошло несколько достаточно сильных ($M > 5$) землетрясений [Сейсмическое..., 1977; Голенецкий, 1998]. Их очаговые зоны, как правило, располагались в тех областях, к которым было приурочено и большинство слабых толчков.

4 апреля 1950 г. на рассматриваемой территории произошло одно из сильнейших землетрясений Восточной Сибири – Мондинское ($M_L=7.0$; $K=16$) [Сейсмическое..., 1977; Новый..., 1977]. Его очаг тяготеет к субширотно ориентированному Мондинскому разлому, ограничивающему с севера Мондинскую впадину. Именно для этого события, впервые в данном районе, А.А. Введенская и Л.М. Балакина [Введенская, Балакина, 1960] определили фокальный механизм по знакам первых вступлений Р-волн, записанных удаленными станциями мировой сети. Согласно полученному решению, обе возможные плоскости разрывов имели широтное простирание, одна из них была субгоризонтальной, другая – субвертикальной. Под действием вертикального растяжения и горизонтального СВ сжатия в очаге осуществлялись взбросовые подвижки. К сожалению, это определение было приблизительным, так как для надежного решения данных было недостаточно. Попытку уточнения фокального механизма землетрясения с помощью моделирования волновых форм на телесеismicких расстояниях предприняла Д. Дозер [Doser, 1991]. Она установила, что перемещение в очаге имеет характер сдвига с небольшой сбросовой составляющей, причем по субвертикальной нодальной плоскости широтного простирания происходил правый сдвиг. Повторное моделирование, выполненное В. Delouis с соавторами [Delouis et al., 2002], подтвердило наличие почти горизонтальных движений в очаге, но в отличие от предыдущего результата [Doser, 1991], в этом решении по широтной плоскости реализовались левосдвиговые смещения (см. рис. 4.45).

Принципиальное различие имеют индивидуальные механизмы землетрясений, произошедших на юге Хойтогольской впадины (02.09.1997, $K=11$) [Мельникова,

Радзиминович, 2003] и на её северной границе с хр. Тункинские гольцы (17.09.2003, $K=13.6$ [Мельникова и др., 2004]). Сбросовые и взбросовые подвижки в этих очагах реализовались по плоскостям разрывов СВ и СЗ простираций, соответственно (см. рис. 4.45). При слабых ($K<12$) толчках этого района (западной части Тункинской системы впадин), для которых решения механизмов были получены методом групповой обработки данных (погрешность в азимутах и углах погружений осей напряжений в 72% случаев не превышала $\pm 10^\circ$, в остальных – $15-25^\circ$ [Сейсмоструктура..., 1975; Мишарина, Солоненко, 1981]), наблюдается многообразие простираций плоскостей разрывов и типов смещений в очагах (рис. 4.46). Рассматривалось 190 землетрясений, из которых 63% характеризовалось сдвиговыми подвижками в очагах, 34% – взбросовыми и лишь 3% – сбросовыми. Пространственно-временной анализ информации об очаговых параметрах слабых событий выявил кратковременные (эпизодические) флуктуации деформационного режима [Дядьков и др., 1999], который в целом для Тункинского района определяется как сдвиговый, с большим вкладом сжимающих усилий, чем растягивающих [Melnikova et al., 2004].

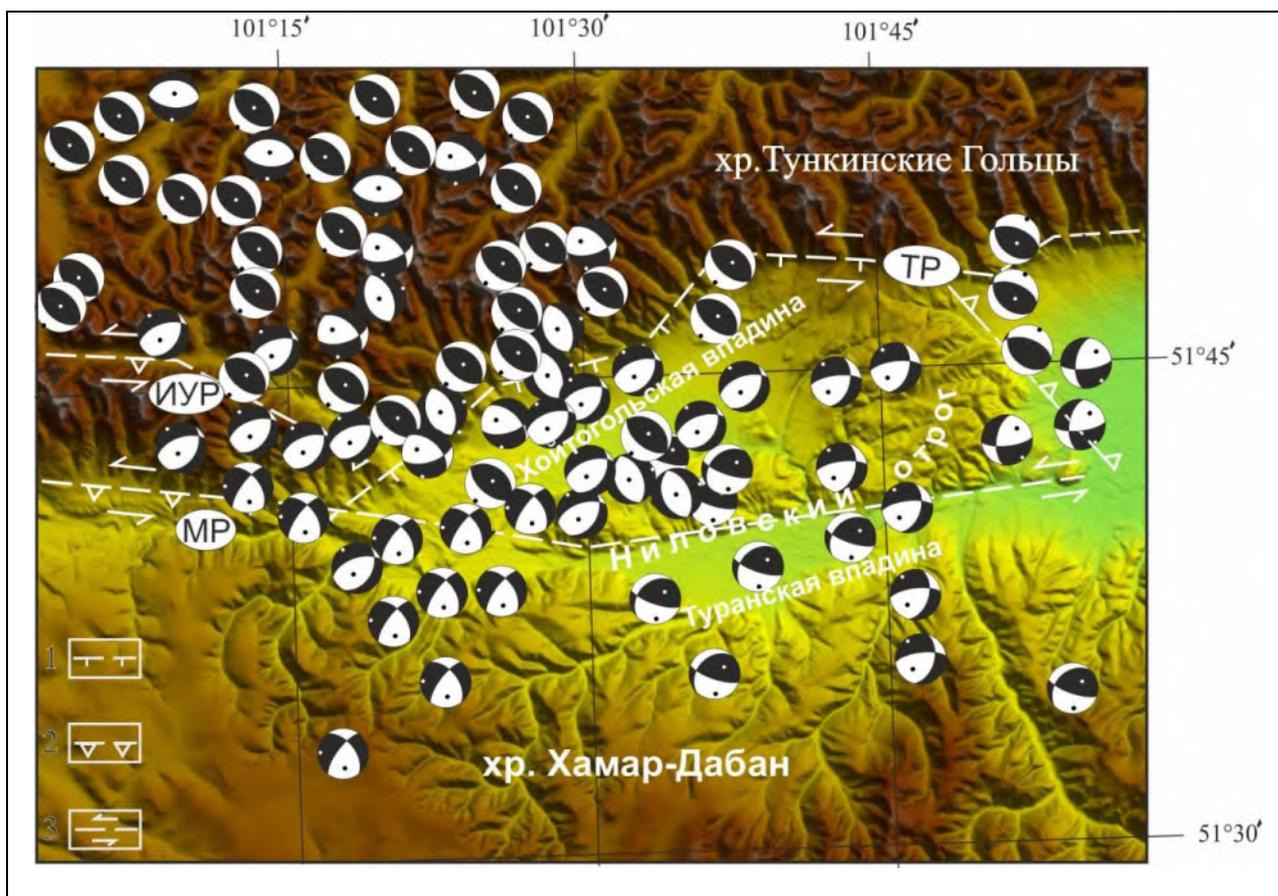


Рис. 4.46. Механизмы очагов слабых ($K < 12$, $M < 4.5$) землетрясений западного сектора Тункинской системы впадин (проекция нижней полусферы), определенные групповым методом [Мишарина, Солоненко, 1981; Сейсмотектоника..., 1975] за период 1962-1974 гг. Стереогаммы объяснены на рис. 4.45. Разломы: ТР - Тункинский, МР - Мондинский и ИУР - Ихе-Ухгуньский. Условными обозначениями показана кинематика разломов: 1 – сброс, 2 – взброс, 3 – сдвиг.

4.3.1.4.3.2. Структурно-геоморфологический и сейсмологический анализ

Чтобы определить, является ли современный деформационный режим западной части Тункинской системы впадин кратковременным (в геологическом понятии времени) или унаследованным от более ранних периодов развития, имеющаяся сейсмологическая информация была сопоставлена со структурно-геоморфологическими данными. Последние получены в результате детального дешифрирования аэрофото- и крупномасштабных космических снимков с выявлением активных сегментов разломов по смещенным элементам рельефа, анализа речных террас и полевой геоморфологической заверки ряда выделенных объектов. Для исследования был выбран район Хойтогорльской впадины, так как именно здесь наблюдалась наибольшая сейсмическая активность.

Хойтогорская впадина ограничена с севера хр. Тункинские гольцы, а с востока и юга – Ниловским отрогом (см. рис. 4.26). Последний представляет собой межвпадинную перемычку, отделяющую Хойтогорскую впадину от Туранской (на юге) и Тункинской (на востоке). Северо-восточный склон Ниловского отрога более крутой, чем остальные. Он контролируется взбросовым разломом СЗ простирания [Лунина, Гладков, 2004] (см. рис. 4.46). В целом Ниловский отрог представляет из себя наклонный блок, приподнятый в восточной части и опущенный в западной. Хойтогорская впадина также асимметрична: по данным гравимагнитной съемки наибольшая глубина залегания поверхности фундамента наблюдается в северо-западной части впадины [Объяснительная..., 1968].

Основную морфоконтролирующую роль в развитии Хойтогорской впадины играет Тункинский разлом, сдвиго-сбросовые движения по которому приводят к опусканию северо-западного борта впадины. На геоморфологической схеме района сочленения Хойтогорской впадины и хр. Тункинские гольцы (рис. 4.47) Тункинский разлом представлен сегментами субширотного и северо-восточного простирания, хорошо дешифрируемыми на аэрофотоснимках. Наиболее активным, по геоморфологическим данным, является субширотный сегмент разлома, обозначенный прямоугольником на рис. 4.47. В рельефе он проявлен ярко выраженными фасетами, у подножья которых находятся скальный оползень и огромные массы коллювия обрушения (площадью до 10 км²) – возможно, свидетельства мощных сейсмических событий прошлого. Несмотря на общее субширотное простирание сегмента, стенка отрыва меняет направление от субширотного до восток-северо-восточного. Этот сегмент является сейсмически активным и на современном этапе. В очагах некоторых слабых землетрясений, локализованных в данном районе (см. рис. 4.46), он выражен плоскостью СВ простирания, падающей на юго-восток, и сбросовым типом смещений [Мишарина, Солоненко, 1981]. Группа подобных толчков наблюдается также в западном горном обрамлении Хойтогорской впадины, но здесь в очагах отражены более мелкие, локальные разрывы, почти не проявленные в рельефе.

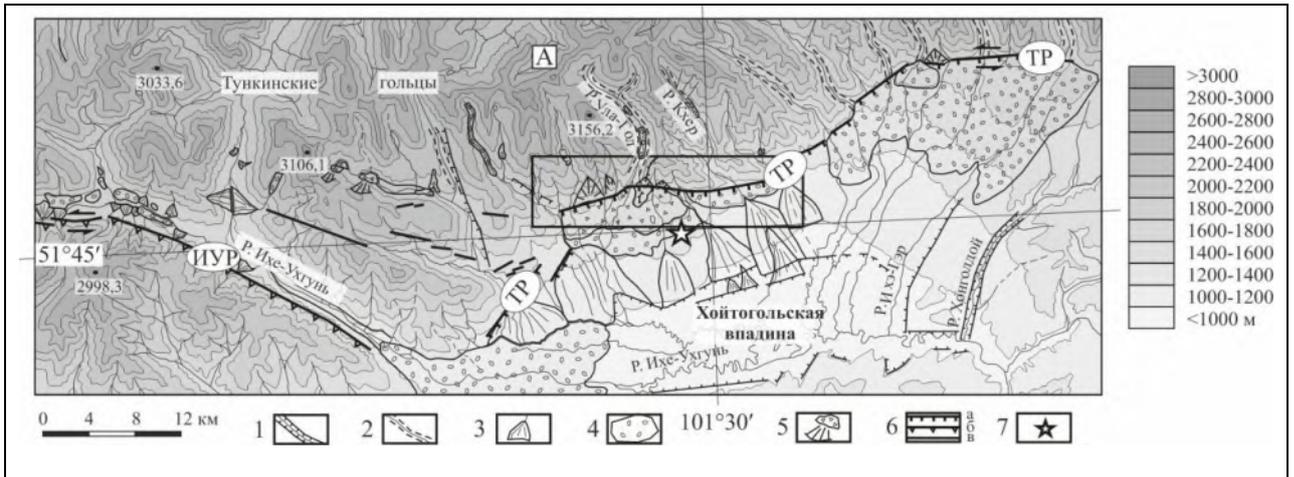


Рис. 4.47. Геоморфологическая схема района сочленения Хойтогорьской впадины и хр. Тункинские гольцы: 1 – террасы; 2 – троговые долины; 3 – конусы выноса; 4 – морены; 5 – обвалы; 6 – активные сегменты разломов: а – с преобладающей сбросовой компонентой, б – с преобладающей взбросовой компонентой, в – кинематика не установлена; 7 – эпицентр Хойтогорьского землетрясения (17.09.2003 г., $K=13.7$, $MPSP=4.8$). Разломы: ТР – Тункинский, ИУР – Ихе-Ухгуньский. Прямоугольником выделен наиболее активный по геоморфологическим данным сегмент Тункинского разлома.

В хр. Тункинские гольцы повсеместно встречаются землетрясения с СЗ простиранием плоскостей разрывов, по которым осуществляются движения типа взброса (см. рис. 4.46). Система напряжений в этом случае имеет «нерифтовую» ориентацию: растяжение – вертикально, СВ сжатие – близгоризонтально. Такие события наиболее энергетически представительны в данном районе [Сейсмотектоника..., 1975]. Землетрясения со взбросовыми механизмами частично проникают и в Хойтогорьскую впадину. Наиболее ярким примером является очаг достаточно сильного Хойтогорьского землетрясения (17.09.2003 г. в $02^{\text{h}}59^{\text{m}}$, $K=13.7$, $MPSP=4.8$; $\varphi=51.75^{\circ}\text{N}$, $\lambda=101.46^{\circ}\text{E}$), которое произошло в северной части Хойтогорьской впадины близ границы с хр. Тункинские гольцы (рис. 4.47) [Мельникова и др., 2004]. Механизм его очага показал «нерифтовую» ориентацию главных осей напряжений (близвертикальное растяжение и близгоризонтальное сжатие), СЗ простирание наклонных нодальных плоскостей и взбросовые типы подвижек (см. рис. 4.45). Небольшое число таких землетрясений наблюдается в районе Ниловского отрога (в зоне взбросового разлома северо-западного простирания). Отметим, что разломы этой ориентации широко распространены в изучаемом районе. На схеме разломно-блокового строения западной части Тункинского рифта [Лунина, Гладков, 2004] они являются преобладающими и

хорошо выражены в рельефе, что является свидетельством их позднекайнозойской активности.

По ряду геоморфологических признаков (см. рис. 3) развитие Хойтогольской впадины на позднекайнозойском этапе не является однонаправленным. Формирование мощных конусов выноса первой генерации средне-позднеплейстоценового возраста [Объяснительная..., 1968, Уфимцев и др., 2002] и широкая заболоченная долина р. Ихе-Ухгунь в пределах Хойтогольской впадины свидетельствуют о преобладании нисходящих движений в среднем и позднем плейстоцене. Со второй половины позднего плейстоцена начался новый врез с образованием террас р. Ихе-Ухгунь (вторые надпойменные террасы по данным [Уфимцев и др., 2002]) и второй генерации конусов выноса ее левых притоков, на которых, в свою очередь, формируются раннеголоценовые [Уфимцев и др., 2002] первые надпойменные террасы. Новые террасы образуются также в восточной части впадины и на западном склоне Ниловского отрога в долинах притоков р. Ихе-Ухгунь - рек Хонголкой и Ихэ-Гэр. Примечательно, что в западной части впадины притоки р. Ихе-Ухгунь не террасированы. Формирование нового комплекса террас в южной и восточной частях впадины свидетельствует о преобладании в голоцене восходящих вертикальных движений в их пределах. Об инверсионном поднятии этих частей впадин вместе с Ниловским отрогом свидетельствуют и геоморфологические данные, как, например, молодой V-образный врез долины р. Ихе-Ухгунь при пересечении ею Ниловского отрога [Щетников, Уфимцев, 2004]. Северо-западный же борт Хойтогольской впадины продолжает погружаться. Такая динамика отражена и в фокальных механизмах локализованных здесь слабых землетрясений, характеризующихся сбросовыми и сбросо-сдвиговыми подвижками в очагах по плоскостям разрывов СВ и субширотного простираний, соответственно (см. рис. 4.46). В пределах Хойтогольской впадины и Ниловского отрога встречаются и другие комбинации главных осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений, приводящие к взбросам по СЗ плоскостям разрывов и к правым сдвигам по субмеридиональным.

В зоне Мондинского разлома и прилегающих районах хр. Хамар-Дабан, меридиональное наклонное сжатие и субширотное горизонтальное растяжение приводят к левым и правым сбросо-сдвигам по плоскостям разрывов СВ и СЗ простираний соответственно (см. рис. 4.46). Такая кинематика не согласуется с левосдвиговым смещением в зоне Мондинского разлома, представленного в очаге крупного Мондинского землетрясения (левосторонний сдвиг по субширотной плоскости при СВ оси сжатия и СЗ оси растяжения (см. рис. 4.45)). Вероятно, после крупного толчка создались предпосылки к перераспределению напряжений и их разрядке в последующие годы в виде мелких землетрясений по плоскостям северо-восточного и северо-западного простираний.

Таким образом, комплексный структурно-геоморфологический и сейсмологический анализ западной части Тункинской системы впадин показывает, что современные землетрясения в целом унаследуют общую тенденцию развития структур в позднечетвертичное время. Механизмы очагов слабых землетрясений отражают общую картину напряженного состояния на данный промежуток времени. При этом подвижки в большинстве однотипных очагов соответствуют кинематике выраженных в рельефе разломов, что свидетельствует об их устойчивой активизации на протяжении всего позднечетвертичного этапа, включая современную стадию.

4.3.1.4.3.3. Мондинский разлом

Мондинский разлом (см. местоположение на рис. 4.26), вместе с Тункинским, играет определяющую роль в геодинамическом развитии западной части Тункинской системы впадин и состоит из нескольких сегментов. На востоке он является южной границей Ниловского отрога (Ниловский сегмент), в центральной части он заложен вдоль подножия Тункинских гольцов в северном борту Мондинской впадины (Мондинский сегмент), а на западе является южной границей хребта Мунку-Сардык и северной границей Хубсугульской впадины (Северо-Хубсугульский сегмент). Общая длина разлома составляет около 100 км. Нашими исследованиями охвачен центральный сегмент разлома, контролирующей развитие

Мондинской впадины (рис. 4.48 А). Параметры впадины составляют 15 км в длину при максимальной ширине 6 км. На западе впадина выклинивается и переходит в долину р. Иркут, на востоке - ограничена Харадабанской перемычкой. На севере впадина обрамлена Тункинским хребтом, на юге - хребтом Хамар-Дабан. Абсолютная высота днища составляет 1300-1400 м. Северный борт впадины представлен уступом с высотами до 3000 м, южный - имеет относительно плавный переход от днища к склону хребта Хамар-Дабан. Прогибание впадины и накопление осадков происходило в среднем миоцене, плиоцене до позднего плейстоцена. Во время последнего оледенения впадина была заполнена ледником, спускавшимся по долине р. Иркут. В настоящее время в Мондинской впадине широко представлен ледниковый и водно-ледниковый рельеф (рис. 4.49). На склонах и в днище впадины имеются валы боковой морены, донная морена, камовые террасы, маргинальные каналы и термокарстовые понижения. Анализ разрезов неогеновых и четвертичных отложений показывает значительное изменение базиса эрозии в голоцене. Накопление осадков в пределах Мондинской впадины сменилось на интенсивный размыв. Неогеновые отложения Мондинской впадины в настоящий момент выходят на поверхность и подвержены эрозионному расчленению долинами рек, свидетельствуя об инверсионном поднятии впадины. Предыдущие исследования Мондинского разлома с датированием палеопочвы, перекрывающей террасовые отложения в его висячем крыле, позволили определить скорость поднятия Мондинской котловины, которая составила для голоцена 1.5 мм/год [Arjannikova et al., 2004].

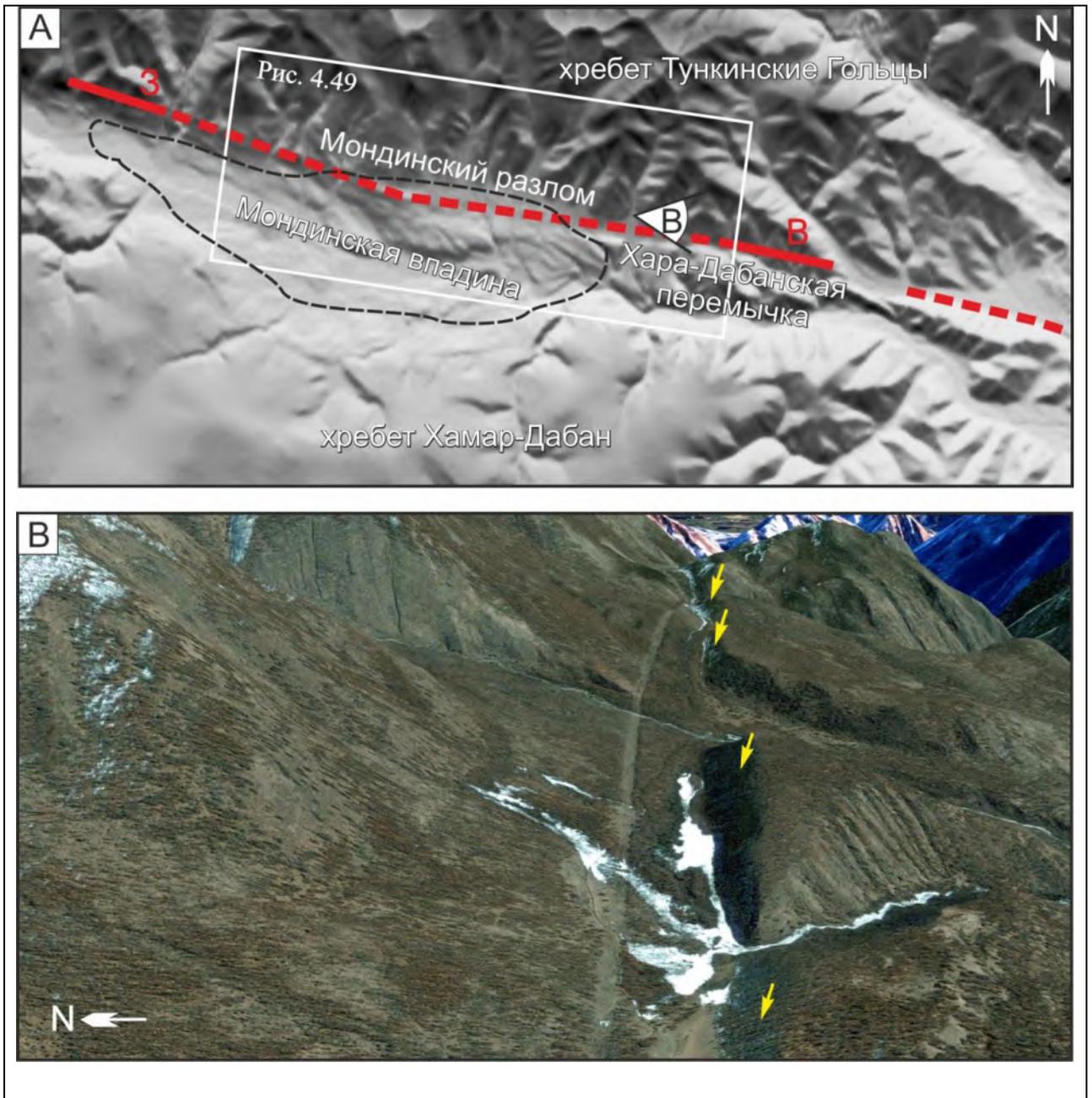


Рис. 4.48. А - Мондинская впадина (черным пунктиром) и Мондинский разлом (красной линией) на цифровой модели рельефа. Обновленные участки разлома, на которых проводились палеосейсмологические исследования, показаны сплошной красной линией: В - восточный участок, З - западный. В - Обратный уступ на южном склоне Тункинского хребта вдоль Мондинского разлома (фрагмент космоснимка Bing).

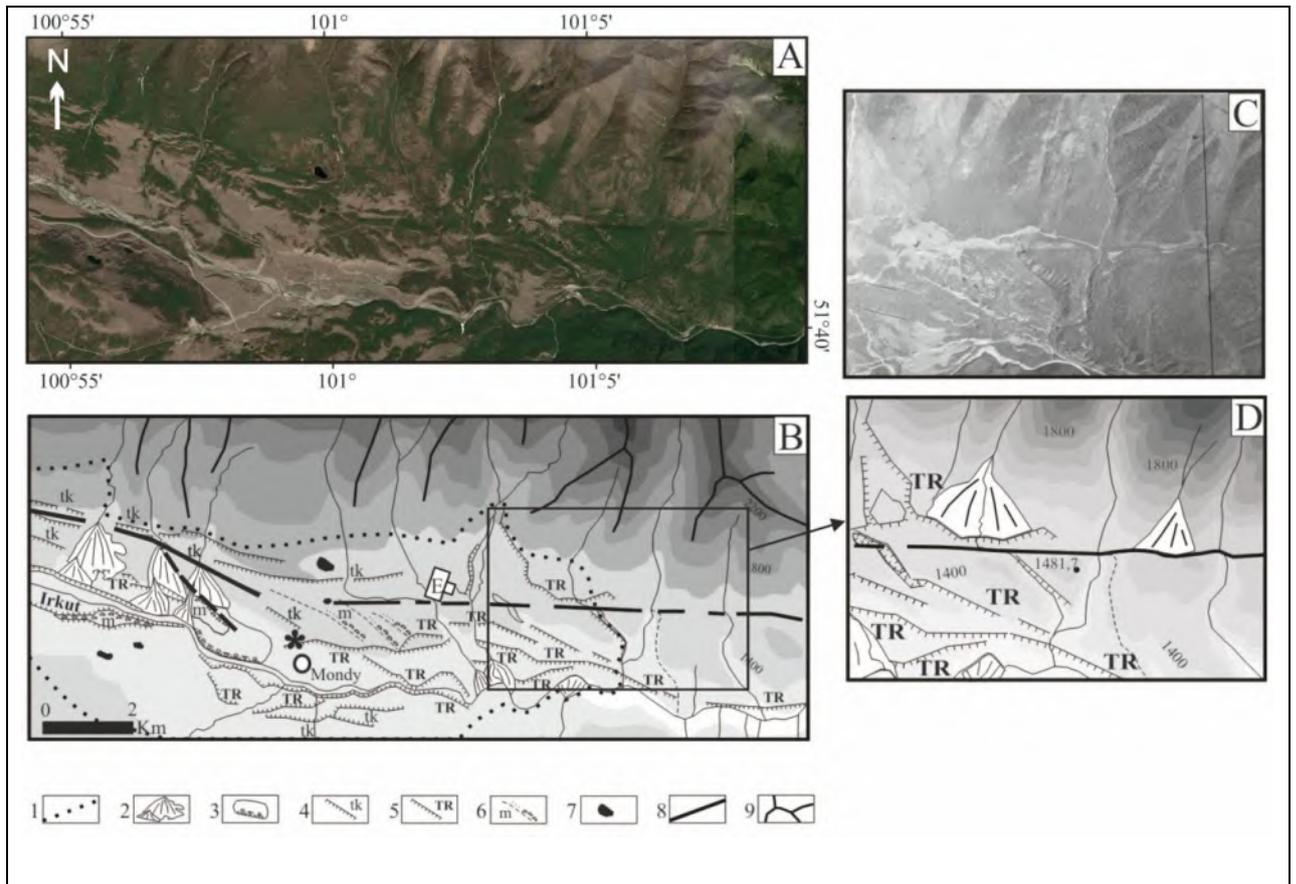


Рис. 4.49. Фрагмент космоснимка (Google Earth) (А) и геоморфологическая схема (В) Мондинской впадины: 1 – граница распространения неоген-четвертичных осадочных отложений; 2 – конусы выноса; 3 – конгломераты; 4 – камовые террасы; 5 – аллювиальные террасы; 6 – морены; 7 - озера; 8 - сегменты Мондинского разлома, выраженные в рельефе; пунктирной линией показан опережающий разлом северо-западного простирания; 9 - линии водоразделов. С, D - фрагмент аэрофотоснимка и геоморфологическая схема участка, где в подножье обратного уступа формируются конусы выноса водотоков.

Мондинский разлом (здесь и далее речь идет о центральном сегменте Мондинского разлома, контролирующем развитие Мондинской впадины) в рельефе представлен четко выраженным обратным уступом в склоне Тункинского хребта в левом борту р. Иркут (рис. 4.48 В). Прямолинейность разлома в плане в местах пересечения с долинами водотоков говорит о крутом падении сместителя (рис. 4.49 С, D). Разлом имеет левосдвиговую компоненту, что подтверждают смещенные долины водотоков, пересекающих разлом. Видимая на аэрофото- и космоснимках амплитуда смещения составляет порядка 300 метров. Для временных водотоков амплитуда левого сдвига около 10-15 метров. Изучение поверхностных деформаций, выраженных обратным уступом в южном склоне Тункинского хребта, показало, что Мондинский разлом, наряду со сдвиговой, имеет взбросовую

компоненту смещения [Аржанникова и др., 2003а; Arjannikova et al., 2004]. Обратный уступ в борту долины повлиял на гидрологический режим некоторых левых притоков Иркуты, изменив положение местного базиса эрозии. При этом водотоки, выносившие ранее аллювиальный материал к р. Иркут, сформировали конусы выноса у подножья обратного уступа (рис. 4.48 С,D). Таким образом, Мондинский разлом, по геоморфологическим признакам, на позднечетвертичном этапе развития проявил себя как левосторонний взбросо-сдвиг.

Мондинский разлом является одной из главных сейсмогенерирующих структур юго-западного фланга Байкальского рифта, что подтверждает Мондинское землетрясение ($M_w=6.9$), произошедшее 04.04.1950 в его зоне (решения фокального механизма обсуждались выше). Несмотря на то, что после этого события неоднократно предпринимались попытки найти вышедшие во время землетрясения на поверхность разрывы, определить кинематику разлома и датировать предыдущие землетрясения [Arjannikova et al., 2004; Тресков, Флоренсов, 2006; Lunina et al., 2015; Лунина и др., 2016], период повторяемости сильных землетрясений для Мондинского разлома до сих пор не определен. Дискуссионной остается и позднечетвертичная кинематика разлома. Морфологические признаки, такие, как левосторонние смещения долин рек, пересекающих Мондинский разлом, подтверждают его левосдвиговую кинематику, проявленную в очаге Мондинского землетрясения, и не вызывают дискуссии. По поводу вертикальной компоненты смещения, не смотря на яркие геоморфологические признаки взбросовой кинематики, описанные выше, единого мнения не существует. Так, исследования поверхностных деформаций в зоне Мондинского разлома с помощью георадарного профилирования показали неоднородности горизонтов, которые авторы работы [Лунина и др., 2016] интерпретировали, напротив, как сбросовые смещения, а кинематику разлома как левосторонний сбросо-сдвиг.

Для уточнения кинематики разлома, а также определения периода повторяемости сильных землетрясений были проведены детальные морфотектонические и палеосейсмологические исследования в зоне Мондинского разлома. Исследования включали

детальное топографическое картирование поверхностных деформаций с помощью тахеометра, построение и интерпретацию цифровой модели рельефа, вскрытие разлома траншеями, документацию стенок траншей и радиоуглеродное датирование деформированных горизонтов на двух обновленных участках Мондинского сегмента разлома – восточном, в районе Хара-Дабанской перемычки, и западном, в районе западного окончания Мондинской впадины (см. рис. 4.48 А). Последний участок был ранее не известен и выявлен впервые при проведении дистанционных исследований в рамках данной работы.

4.3.1.4.3.3.1. Палеосейсмологические исследования восточного участка Мондинского разлома

Восточный участок Мондинского разлома с простиранием 280° прослеживается на отрезке в 16 км в районе Хара-Дабанской перемычки между Мондинской и Хойтогольской впадинами. Наши исследования сфокусировались на наиболее молодых сейсмогенных деформациях длиной 2.4 км и простиранием 285° между $51^\circ 41' 03''$ СШ; $101^\circ 09' 35''$ ВД и $51^\circ 40' 44''$ СШ; $101^\circ 11' 46''$ ВД (рис. 4.50). Деформации представлены смещенными водораздельными мысами и долинами водотоков. Южное крыло разлома поднято относительно северного, образуя на южном склоне Тункинского хребта обратный уступ. Кроме того, долины водотоков и водоразделы смещены горизонтально в левостороннем направлении. Для расчета амплитуды вертикальной и горизонтальной компонент смещения и возраста деформаций был выбран участок разлома, где смещенный водораздельный мыс формирует на склоне седиментационную ловушку, в которой может накапливаться осадочный материал, пригодный для датирования.



Рис. 4.50. Сейсмогенные деформации (указаны красными стрелками) вдоль восточного сегмента Мондинского разлома.

В подножье обратного уступа вкrest простирания разлома (в точке с координатами $51^{\circ}40'57.5''$ СШ; $101^{\circ}10'$ ВД, alt. 1452 м, местоположение см. на рис. 4.50) была заложена траншея длиной 10 м, глубиной до 2.5 м. Ниже приводится описание западной стенки траншеи (рис. 4.51):

10 - дерново-почвенный горизонт с редкими включениями дресвы;

15 - светло-коричневый песчано-дресвяный гумусированный горизонт, насыщенный щебнем (склоновые отложения);

16 - горизонт, представленный продуктами переотложения коры выветривания, состоит из мелкой дресвы с каолиновой связкой, с включением крупного щебня до 20см;

17 - горизонт представлен суглинистыми отложениями, заполняющими депрессию в рельефе над зоной разлома, в горизонте большое количество размытых углистых затеков; 18

- коричневый песчано-дресвяный гумусированный (?) горизонт, насыщенный щебнем размером до 12см с включением линз каолинового состава (переотложенные продукты коры выветривания). Горизонт интерпретируется как коллювиальный клин;

20 - горизонт, представленный продуктами переотложения коры выветривания с большим количеством каолинита;

30 - почвы, проникающие по корневой системе в коллювиальный клин. Темно-коричневого цвета с включением углей (сгоревший корень дерева);

40 – суглинистая пачка красновато-коричневатого цвета, насыщенная гумусом с угольками и щебнем. Встречаются глыбы до 34 см. Разрывы в ней подчеркнуты почвами, затянутыми в зону разрывов при смещениях;

41 – пачка гумусированных отложений, затянутых в зону деформаций;

50 - нижняя пачка, представленная корой выветривания. Породы разной степени дезинтеграции - от щебня до каолина. В южной части траншеи преимущественно щебнистой размерности, ближе к центру - глинистой. Цвет рыжий с белыми и пурпурными включениями в центре траншеи и рыжий с зелеными пятнами – в южной части траншеи;

60 – пачка представлена корой выветривания, преимущественно зеленого цвета с рыжими включениями. На контакте с пачкой 50 наблюдается прослойка коричневых выветрелых аргиллитов. Со стороны пачки 50 на контакте – белая прослойка каолина;

70 - в северной части траншеи между двумя фрагментами коры выветривания наблюдается зона перетиранья шириной до 1.9 м, заполненная глинистым материалом, с включением глыб размером до 35см и фрагментов коры выветривания. Глины серого цвета.

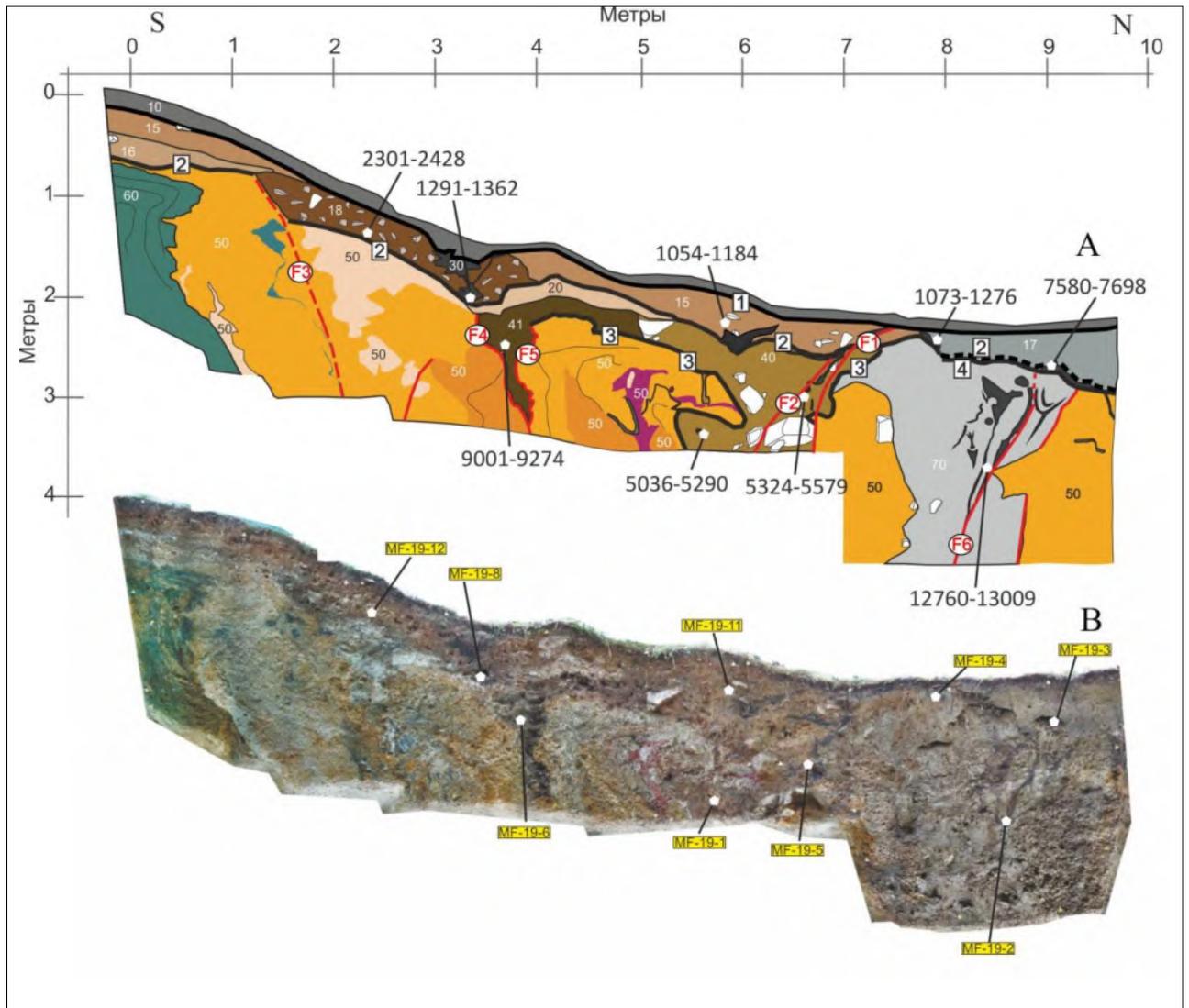


Рис. 4.51. Документация (А) и фотомозаика (В) западной стенки траншеи, пройденной вкрест простирания сейсмогенного уступа восточного участка Мондинского разлома. Отложения горизонтов 10-70 описаны в тексте. Белыми пятиугольниками показаны места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и даны калиброванные возраста (cal years BP) и номера образцов (табл. 4.14). Красными линиями показаны разрывные нарушения (F1-F6), деформирующие различные горизонты. Жирными черными линиями показаны событийные горизонты (1-4).

Отложения подвержены пликативным и дизъюнктивным деформациям. В центральной части разреза пачки 40 - 50 смяты в опрокинутую складку с северным падением крыльев. Ось складки имеет простирание 285° , параллельное уступу. Простирание оси складки свидетельствует о компрессионных деформациях с осью сжатия север-северо-восточного направления. Дизъюнктивные деформации представлены разрывами со смещением с вертикальной амплитудой до 0.5 м, трещинами, заполненными палеопочвами, затянутыми туда во время подвижек, и углистым материалом, а также вертикальной зоной

интенсивного перетирания мощностью 1.5-1.9 м (пачка 70), которую мы интерпретируем как зону основного разлома. Внутри зоны наблюдается система трещин в виде «конского хвоста», круто падающих в южном направлении, подчеркнутых затянутым в них во время подвижки углистым материалом. Такие разрывы характерны для сдвиговых смещений.

В разрезе были отобраны образцы палеопочв и угольков из различных горизонтов, и было проведено их радиоуглеродное датирование (табл. 4.14). Результаты датирования позволили выделить четыре палеосейсмических события, которые произошли в зоне Мондинского разлома в последние ~13 тыс. лет. Последнее событие (событийный горизонт 1, на рис. 4.51) произошло после формирования горизонта 15 с возрастом 1054-1184 лет ВР (образец MF-19-11). Разрыв F1 пересекает горизонт 15 и перекрывается горизонтом 10 современного почвенного слоя. Возможно, это событие и было Мондинским землетрясением, но мы пока оставляем этот вопрос открытым, поскольку верхнюю границу события определить не удалось. Предпоследнее событие (событийный горизонт 2, рис. 4.51) произошло после накопления горизонта 20. Оно маркируется разрывами F2 и F3 (последний - со смещением в 0.5 м) и формированием коллювиального клина 18. Горелый корень дерева, проросшего в свое время в коллювиальные отложения, с возрастом 1291-1362 лет ВР (образец MF-19-8) маркирует минимальный возраст события. Максимальный возраст определяется по самой молодой датировке из нижележащих отложений и составляет 5036-5290 лет ВР (образец MF-19-1). Таким образом, по предельным значениям возрастов, событие произошло в интервале 5290-1291 календарных лет ВР. Предшествовавшее ему событие (событийный горизонт 3, рис. 4.51) соответствует смятию в запрокинутую складку горизонтов 40-60, а также маркируется разрывом F4 по которому палеопочвенный горизонт 41 контактирует с пачкой 50, внедряясь в нее. Возраст палеопочвы (9001-9274 лет ВР (образец MF-19-6)), таким образом, предшествует событию 3. Самый древний возраст в вышележащих отложениях (горизонт 17) является верхней границей события 3 и составляет 7580-7698 лет ВР (образец MF-19-3). Таким образом, по предельным значениям возрастов палеопочвы, участвующей в деформации, и вышележащих отложений, событие произошло в

интервале 9274-7580 календарных лет ВР. Самое древнее событие, зафиксированное в траншее (событийный горизонт 4, рис 4.51), представлено разрывом F6, заложенном в зоне перетирания основного сместителя (пачка 70). Разрыв подчеркнут насыщенными углями палеопочвами, затянутыми в его полость во время смещения, что дало возможность определить азимут и угол падения основного сместителя в $190^\circ \angle 75^\circ$. Образец угля из палеопочвы (MF-19-2) с возрастом 12760-13003 календарных лет ВР – предшествует этому событию. Поскольку верхняя часть зоны дробления эродирована, и ближайшая датировка из перекрывающего горизонта 17 дает слишком большую вилку для события 4, верхним возрастным ограничением для него была принята нижняя возрастная граница события 3. Таким образом, наиболее раннее событие, зафиксированное в траншее, произошло, с учетом максимальных возрастных пределов, между 13003 и 9274 календарных лет ВР.

| Sample name | Lab. no. | ^{14}C age year BP | Calibrated age, year BP (2σ) |
|-------------|------------|-----------------------------|---------------------------------------|
| MF-19-1 | SacA-59681 | 4480±30 | 5036-5290 |
| MF-19-2 | Poz-118284 | 10970 ± 60 | 12760-13009 |
| MF-19-3 | SacA-59682 | 6815±35 | 7580-7698 |
| MF-19-4 | Poz-118285 | 1250 ± 30 | 1073-1276 |
| MF-19-5 | Poz-118487 | 4725 ± 35 | 5324-5579 |
| MF-19-6 | Poz-118488 | 8160 ± 50 | 9001-9274 |
| MF-19-8 | SacA-59683 | 1425±30 | 1291-1362 |
| MF-19-11 | Poz-118485 | 1195 ± 30 | 1054-1184 |
| MF-19-12 | Poz-118286 | 2320 ± 35 | 2301-2428 |

Таблица 4.14. Данные радиоуглеродного анализа деформированных палеопочв и углей, отобранных в траншее, пройденной вкост простираня сейсмогенного уступа восточного участка Мондинского разлома. ^{14}C возраста откалиброваны с помощью программы CALIB 8.2 [Stuiver et al., 2021].

Расчет периода повторяемости сильных землетрясений в данном случае зависит от того, участвовало ли Мондинское землетрясение в формировании данной сейсмодислокации. Если Мондинское землетрясение 1950 года является самым поздним событием, закрывающим сейсмический цикл, то средний интервал повторяемости составляет $12760/3=4253$ года. Если же во время Мондинского землетрясения разрыв на поверхность в пределах данной сейсмодислокации не вышел, а возраст последнего палеоземлетрясения близок к нижней границе (1054 календарных лет ВР), то средний интервал повторяемости

будет $(12760-1054)/3= 3902$ года. То есть, в зависимости от времени проявления последнего землетрясения, средний интервал повторяемости колеблется в пределах $\sim 3.9-4.3$ тыс. лет.

Падение основного сместителя на юг, вместе с поднятым южным крылом разлома, а также складчатые деформации, зафиксированные в траншее, свидетельствуют о взбросовой вертикальной компоненте смещения по разлому. Также в рельефе наблюдается горизонтальная компонента, выраженная левосторонним смещением водораздельного мыса. Для расчета амплитуд и скоростей смещения, а также средней магнитуды повторяющихся землетрясений было проведено детальное топографическое картирование изучаемой области деформаций на участке $100 \times 100 \text{ м}^2$. Для съемки был использован цифровой тахеометр, с помощью которого было измерено 1457 точек и построена детальная цифровая модель рельефа (рис. 4.52 А). Для оценки амплитуды горизонтального смещения были определены реперные линии по бортам смещенного водораздельного мыса - линии А-А' и В-В' – вдоль западного борта в южном и северном крыльях разлома, соответственно, линии С-С' и D-D' - вдоль восточного борта в южном и северном крыльях разлома, соответственно. Морфотектоническая реконструкция водораздельного мыса до деформации показана на рис. 4.52 В. По ней восстанавливается амплитуда накопленного горизонтального смещения в 14 ± 1 м. Для определения вертикальной амплитуды смещения был построен топографический профиль 1-1' вкrest простирания разломного уступа (рис. 4.52 В,С). Поскольку в траншее были определены местоположение и угол падения основного сместителя (75°), эти данные были использованы для оценки амплитуды вертикального взбросового смещения, которая составила ~ 13.5 м (рис. 4.52 С). Геометрический анализ показал, что накопленная амплитуда по вектору взбросо-сдвигового смещения составила 19.5 м (рис. 4.52 D). Учитывая максимальный возраст деформаций в ~ 13 тыс. лет и амплитуду по вектору смещения, рассчитанная минимальная скорость движения по разлому за этот период времени составила ~ 1.5 мм/год. При этом сдвиговая составляющая скорости смещения составляет ~ 1.1 мм/год, а взбросовая - ~ 1 мм/год.

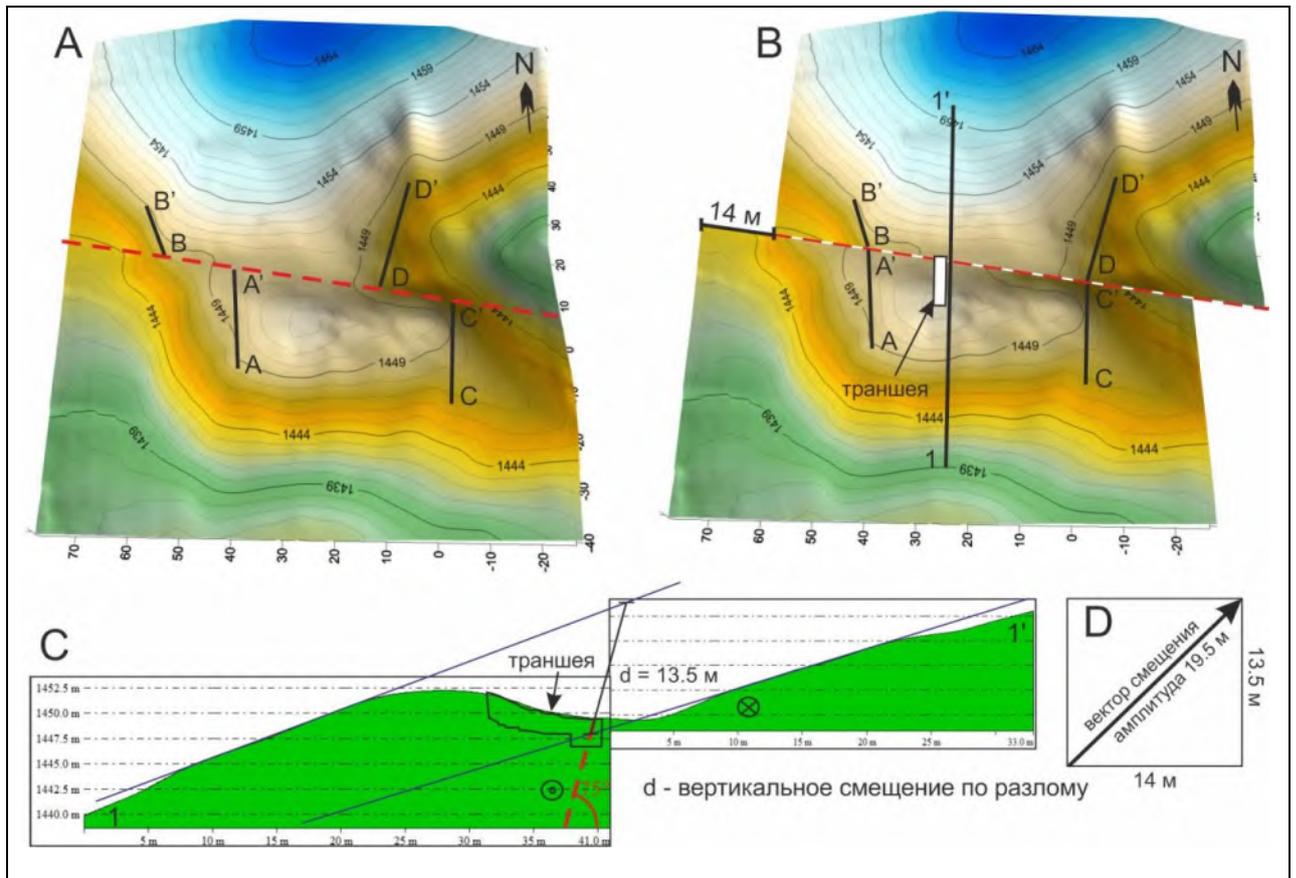


Рис. 4.52. Цифровая модель рельефа (А) и морфотектоническая реконструкция (В) зоны деформаций на восточном сегменте Мондинского разлома с реперными линиями (А-А', В-В', С-С', D-D'). Разлом показан красной пунктирной линией. С - топографический профиль (1-1') вкост простирания сейсмогенного уступа. D - определение амплитуды по вектору смещения. d - вертикальное смещение по разлому.

Таким образом, на восточном сегменте Мондинского разлома за последние ~13 тыс. лет произошло 4 разрывообразующих землетрясения с накопленной амплитудой по взбросо-сдвиговому вектору смещения в 19.5 м. Скорость смещения по разлому составила 1.5 мм/год за последние ~13 тыс. лет. Средний период повторяемости разрывообразующих землетрясений составляет ~3.9-4.2 тыс. лет.

Чтобы получить дополнительную информацию о возрасте палеоземлетрясений, комплекс морфотектонических и палеосейсмологических исследований был проведен также на западном обновленном участке Мондинского разлома (см. рис. 4.48 А).

4.3.1.4.3.3.2. Палеосейсмологические исследования западного участка Мондинского разлома

Западный участок длиной 3 км (рис. 4.53, 4.54 А) представляет собой разрыв, выраженный обратным уступом в левом борту р. Иркут в районе западного замыкания Мондинской впадины. Уступ прослеживается с запада на восток по простиранию 290° , пересекает долины временных водотоков, смещая их с левосторонней компонентой. Для уточнения вертикальной компоненты смещения по этому сегменту Мондинского разлома, амплитуды и возраста сейсмогенных деформаций, в пределах конуса выноса временного водотока, перпендикулярно сейсмогенному уступу была заложена траншея длиной 4.8 м и глубиной до 3 м (рис. 4.54 В, см. местоположение на рис. 4.53). Координаты траншеи $51^\circ42.957$ СШ и $100^\circ50.822$ ВД, абсолютная высота 1490 м. Конус выноса сложен различного размера обломками горных пород от дресвы до глыб. Встречаются грубо окатанные валуны, переотложенные из морен.

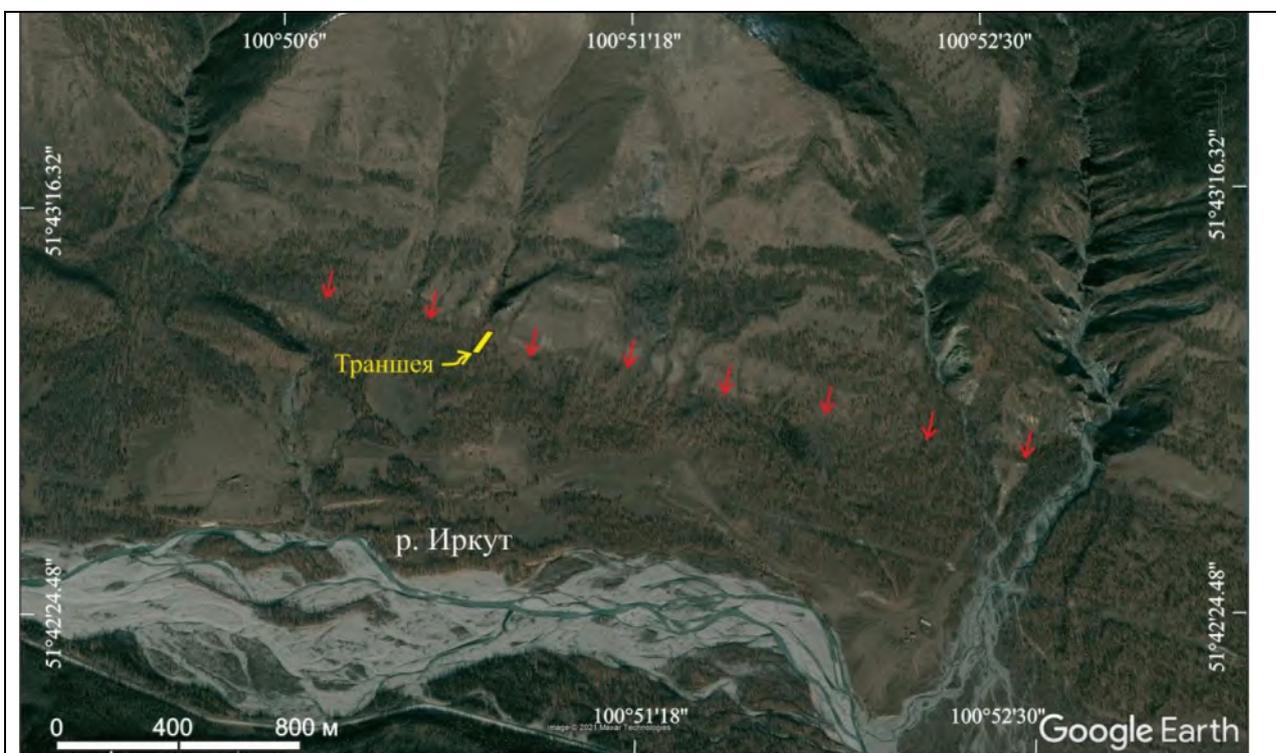


Рис. 4.53. Сейсмогенные деформации (указаны красными стрелками) вдоль западного сегмента Мондинского разлома.

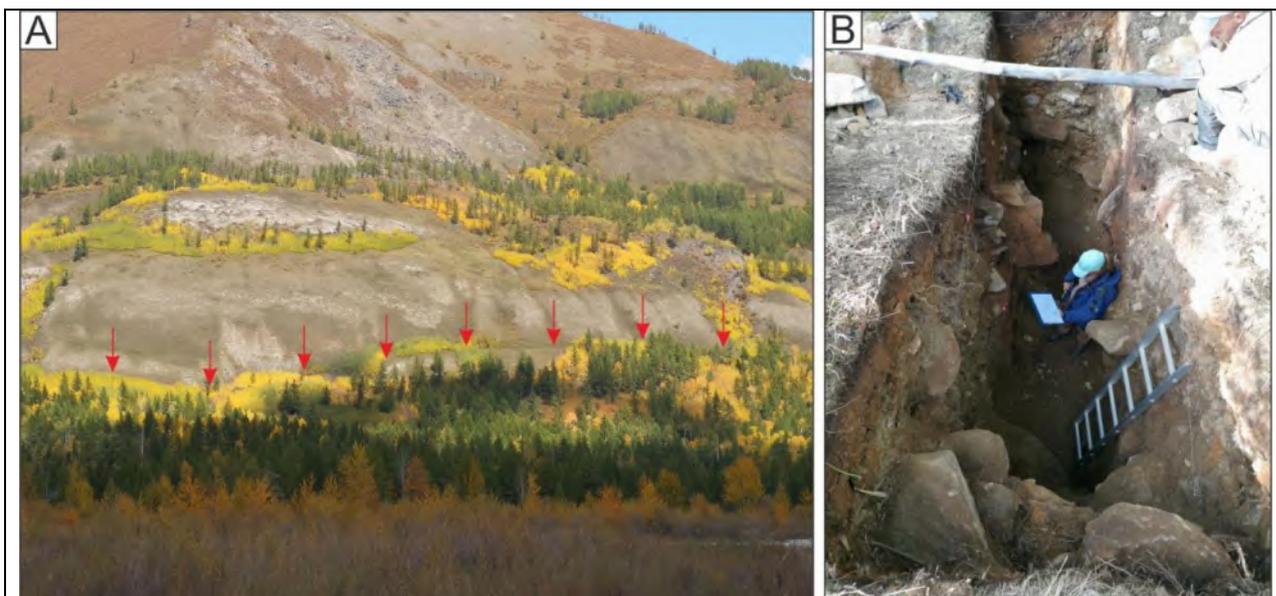


Рис. 4.54. Фотографии уступа западного сегмента Мондинского разлома (А) и траншеи, заложенной вкрест его простирания (В).

Задокументированы обе (западная и восточная) стенки траншеи (рис. 4.55, 4.56). Ниже приводится описание отложений в обеих стенках:

10 - современный почвенно-растительный горизонт (мощн. 0.1-0.3 м);

20 - супесчаный темно-бурый горизонт (0.2-0.3 м) с многочисленными включениями мелкой дресвы и органики (с углями). Пронизан современной корневой системой;

30 - супесчаный горизонт (мощность в среднем 0.3 м) в нижней части рыжевато-бурого цвета, в верхней - более темный, гумусированный. Включает обломки не окатанной породы до 8 см и большое количество углей;

35 – горизонт присутствует только в восточной стенке траншеи. Он сложен слабо стратифицированным обломочным материалом, читается субгоризонтальная слоистость. Материал сортированный, размер обломков от 0.5 до 4 см, редкие включения обломков до 10 см. Обломки в основном не окатанные, иногда встречаются окатанные. Заполнитель песчано-дресвяный. Цвет пачки зеленовато-серый с охристым оттенком. Отложения представлены в виде конуса, который читается в восточной и северной стенках траншеи, а в западной стенке замещается по простиранию горизонтом 40;

40 - песчаный зеленовато-серый горизонт (мощн. 0.15м) представлен продуктами размыва горизонта 35 с включением крупно-глыбового материала разных пород. Песок пылеватый среднезернистый не окатанный;

50 - пачка грубообломочного материала в основном не окатанного. Изредка встречается окатанные валуны, переотложенные из вышележащих моренных комплексов. Размер обломков в основном 7-8 см, но встречаются от 1 до 90 см. Часть из них сильно выветрелая, охристого цвета. Обломки плотно упакованы, заполнитель зеленовато-серый среднезернистый песок с дресвой. Генезис – склоновый, при участии плоскостного смыва, о чем свидетельствует частичная сортировка материала. Мощность 1.2-1.4м;

60 - пачка не сортированного грубообломочного материала в основном не окатанного. Размеры от 1 до 40 см, встречаются валуны до 1м. Крупные обломки окатаны (моренные). Состав пород разнообразный (мраморы, сланцы, граниты). Упаковка материала пачки более рыхлая, чем в пачке 50 (это ее аналог, только перемещенный во время сейсмических событий). Заполнитель – среднезернистый песок с дресвой серо-зеленого цвета. В отличие от пачки 50 почти отсутствуют выветрелые обломки.

70 - зона дробления рыжевато-зеленоватого цвета. Породы раздроблены до мелкой дресвы с отдельными включениями более крупных обломков, частично перетерты, вторично окислены. Внутри зоны дробления, разделяющей пачки 50 и 60, выделяется несколько разрывов с падением на юго-запад (200°) под углом $60-70^\circ$. В сферу деформации попадают горизонты 50, 30 и 40. Прослеживается две генерации разрывов. Разрыв F3 прослеживается в нижней части зоны деформаций и перекрывается одновозрастными горизонтами 35 и 40 (в восточной и западной стенке траншеи, соответственно). По подошве этих горизонтов мы выделяем событийный горизонт E3. Горизонт 30 затянут в зону разлома вместе с фрагментами почв и углей и деформирован разрывами второй генерации – F2 и F1. Перекрывается зона дробления отложениями горизонта 20, частично заполнившими понижение в рельефе над зоной разлома. По подошве горизонта 20 выделяется событийный горизонт E2 (рис. 4.55, 4.56). В западной стенке траншеи наблюдаются признаки того, что

разрыв F1 доходит до границы горизонта 10 (современной почвы), при этом в восточной стенке таких признаков не наблюдается. Поэтому мы выделяем (под вопросом) еще один событийный горизонт E1 по подошве современной почвы.

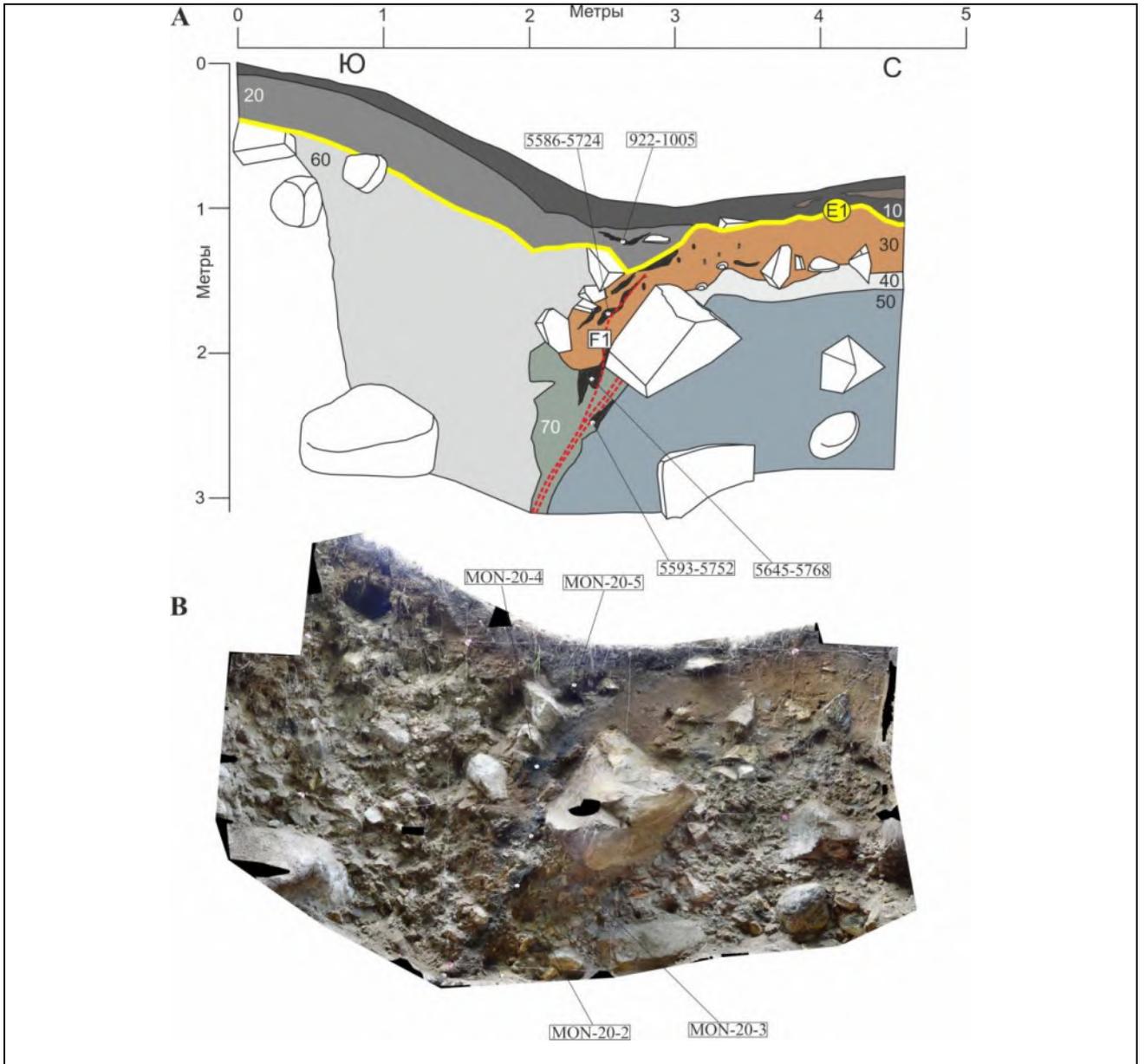


Рис. 4.55. Документация (А) и фотомозаика (В) западной стенки траншеи, пройденной вкостр простирания сейсмогенного уступа западного участка Мондинского разлома. Отложения горизонтов 10-70 описаны в тексте. Белыми точками показаны места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и даны номера образцов. Красными линиями показан разветвленный разлом (F1), деформирующий различные горизонты. Жирной желтой линией показан событийный горизонт (E1).

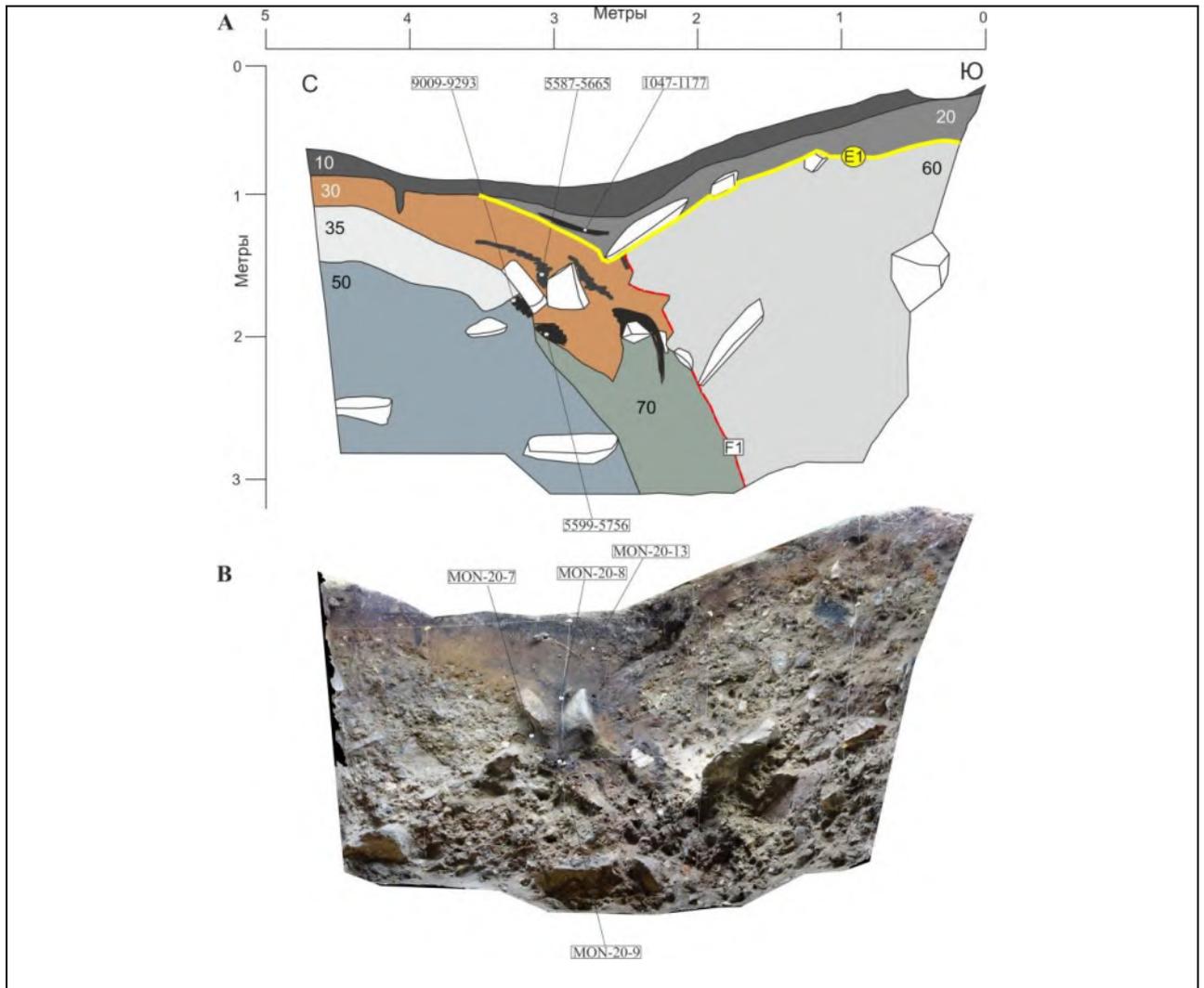


Рис. 4.56. Документация (А) и фотомозаика (В) восточной стенки траншеи, пройденной вкрест простирания сейсмогенного уступа западного участка Мондинского разлома. Отложения горизонтов 10-70 описаны в тексте. Белыми точками показаны места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и даны номера образцов. Красной линией показано разрывное нарушение (F1), деформирующее различные горизонты. Жирной желтой линией показан событийный горизонт (E1).

Образцы на радиоуглеродный анализ были отобраны из деформированных и перекрывающего горизонтов. В западной стенке траншеи (рис. 4.55): Мон-20-2 – уголь и почва из зоны дробления; Мон-20-3 – почва из нижней части горизонта 30, затаянута в зону разлома при землетрясении; Мон-20-4 – углистая почва, затаянута в разлом вместе с горизонтом 30; Мон-20-5 – почва из горизонта 20, перекрывающего деформированные отложения. Образцы на радиоуглеродное датирование, отобранные из восточной стенки траншеи (рис. 4.56): Мон-20-7 – почвы из верхней части горизонта 50, Мон-20-8 – почвы из

горизонта 30; Mon-20-9 – угли из отложений горизонта 30; Mon-20-13 – углистая почва из горизонта 20, перекрывающего деформации.

Результаты датирования (табл. 4.15) позволили выделить два, а, возможно, и три палеосейсмических события. Образец MON-20-7 с возрастом 9009-9293 календарных лет ВР характеризует возраст пачки 50 и предшествует всем, представленным в разрезе событиям. Все образцы, отобранные в зоне дробления и в деформированных отложениях горизонта 30 имеют очень близкие возраста в пределах 5586-5768 календарных лет ВР (образцы MON-20-2, MON-20-3, MON-20-4, MON-20-8 и MON-20-9). Поскольку мы не имеем данных о возрасте горизонтов 35 и 40, непосредственно перекрывающих разрыв F3, то для верхней границы события F3 был взят самый древний возраст палеопочв, затянутых в зону деформаций при последующем событии (5599-5756, образец MON-20-9). Таким образом, по предельным значениям возрастов, событие E3 произошло в рамках 9293-5599 календарных лет ВР. Образцы из перекрывающего деформации горизонта 20 имеют возраст в пределах 922-1177 календарных лет ВР (образцы MON-20-5, MON-20-13). Принимая во внимание самый молодой образец из деформированных отложений горизонта 30 и самый древний из перекрывающего горизонта (образцы MON-20-8 и MON-20-13, соответственно) возраст сейсмического события E2 заключен в рамки 5665-1047 календарных лет ВР. Тот факт, что 5 образцов углей и палеопочв в деформированных отложениях имеют идентичные возраста, и более молодых возрастов в деформированных отложениях не обнаружилось, свидетельствует о том, что событие произошло вскоре после формирования этих палеопочв, и, соответственно, тяготеет к нижней границе возраста. Возможное событие E1 произошло после накопления горизонта 20, то есть после 1005 календарных лет ВР.

| Sample name | Lab. no. | ¹⁴ C age year BP | Calibrated age, year BP (2σ) |
|-------------|------------|-----------------------------|------------------------------|
| MON-20-2 | Poz-134672 | 4960±40 | 5593-5752 |
| MON-20-3 | Poz-134585 | 5000 ± 40 | 5645-5768 |
| MON-20-4 | Poz-134586 | 4910 ± 40 | 5586-5724 |
| MON-20-5 | Poz-134673 | 1065 ± 30 | 922-1005 |
| MON-20-7 | Poz-134685 | 8190 ± 50 | 9009-9293 |
| MON-20-8 | Poz-134761 | 4910 ± 35 | 5587-5665 |
| MON-20-9 | Poz-134748 | 4980 ± 40 | 5599-5756 |
| MON-20-13 | Poz-134752 | 1180 ± 35 | 1047-1177 |

Таблица 4.15. Данные радиоуглеродного анализа деформированных палеопочв и углей, отобранных в траншее, пройденной вкрест простирания сейсмогенного уступа западного участка Мондинского разлома. ^{14}C возраста откалиброваны с помощью программы CALIB 8.2 [Stuiver et al., 2021].

Для определения горизонтальной и вертикальной амплитуд смещения вдоль восточного участка разлома было проведено детальное топографическое картирование изучаемой области деформаций на участке $110 \times 80 \text{ м}^2$. Площадка выбиралась с учетом максимального количества элементарных форм рельефа (водотоки, склоны временных водотоков, линейные гряды), смещение которых может дать информацию об амплитуде смещения. Для съемки был использован цифровой тахеометр Topcon ES-105, с помощью которого было измерено 1007 точек и построена детальная цифровая модель рельефа (рис. 4.57). Для оценки амплитуды горизонтального смещения были определены реперные линии: по тальвегу небольшой эрозионной ложбины (линии А-А' и В-В'), по перегибу в борту другой эрозионной ложбины (С-С' и D-D'), и по максимальным отметкам борта третьей, более крупной, эрозионной ложбины (1-1'). Морфотектонические реконструкции зоны деформаций показаны на рис. 4.57 В,С. На рис. 4.57 В восстановлено первоначальное положение двух небольших эрозионных ложбин (линии А-А' и В-В', С-С' и D-D'), которые были смещены на $3.5 \pm 0.5 \text{ м}$. При этом профиль 1-1' остается не восстановленным при такой амплитуде смещения. На рис. 4.57 С, где профиль 1-1' восстановлен до первоначального положения, амплитуда деформаций составляет $7 \pm 1 \text{ м}$. Удвоение амплитуды смещения для разновозрастных эрозионных ложбин свидетельствует о двух палеосейсмических событиях с горизонтальной амплитудой в $\sim 3.5 \text{ м}$ каждое. Это подтверждает выделение двух ранних палеоземлетрясений при стратиграфическом изучении стенок траншеи. При этом самое позднее, предположительно выделяемое событие, так же, как и для восточного участка Мондинского разлома (см. рис. 4.51), может являться проявлением Мондинского землетрясения 1950 года, которое, судя по магнитуде (6.9) не дало большой амплитуды смещения и не должно быть ярко выражено, ни в стратиграфии, ни в морфологии.

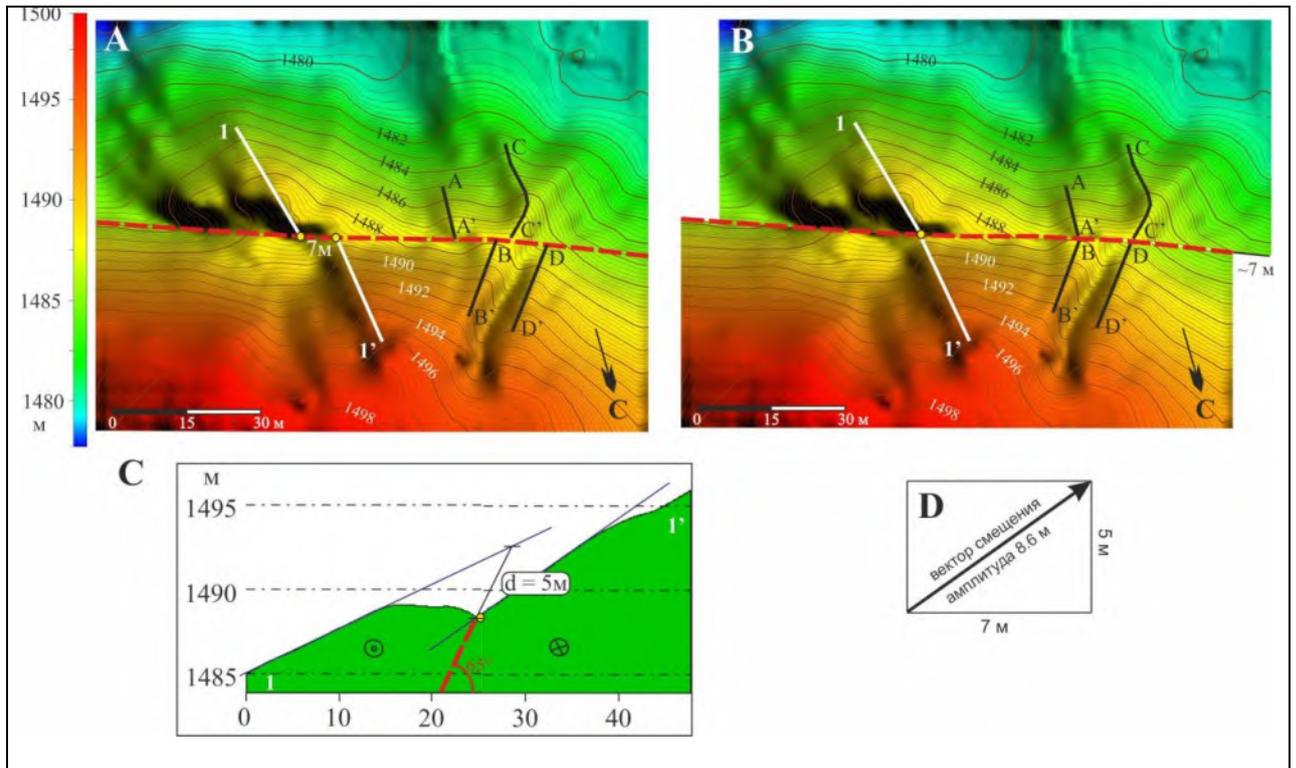


Рис. 4.57. Цифровая модель рельефа (А) и морфотектоническая реконструкция (В) зоны деформаций на западном сегменте Мондинского разлома с реперными линиями (AA'-BB', CC'-DD'). Разлом показан красной пунктирной линией. С - топографический профиль (1-1') вкост простирания сейсмогенного уступа. Желтым кружком показана точка соединения северной и южной частей профиля после морфотектонической реконструкции. d - вертикальная амплитуда смещения по разлому. D - определение амплитуды по вектору смещения.

Для определения вертикальной амплитуды смещения был построен топографический профиль 1-1' вкост простирания разломного уступа после морфотектонической реконструкции в ~ 7 м до совмещения двух частей профиля (рис. 4.57 А,В). Поскольку в траншее были определены местоположение и угол падения основного сместителя (в среднем 65°), эти данные были использованы для оценки амплитуды вертикального взбросового смещения по разлому, которая составила ~ 5 м (рис. 4.57 С). Амплитуда по вектору взбросо-сдвигового смещения составила 8.6 м (рис. 4.57 D). Поскольку в морфологии и в стратиграфии читается два крупных палеоземлетрясения, ответственных за формирования данной структуры, амплитуда по вектору смещения для каждого из них составляет 4.3 м. Магнитуда для событий с такой амплитудой смещения по данным (Wells and Coppersmith, 1994), составляет 7.5.

4.3.1.4.3.3. Взбросовые голоценовые деформации в пределах Мондинской впадины

Взбросовые голоценовые деформации были обнаружены по оперяющему Мондинский разлому северо-западного простирания (рис. 4.58, см местоположение на рис. 4.49) (Arzhannikova et al., 2005). Деформации представлены в виде уступа на правом борту долины р. Горхон. Ярко выраженный уступ протягивается на расстоянии 2 км с простиранием 315° . Высота уступа достигает 1.8 м. Для определения кинематики и возраста подвижки была заложена траншея с простиранием 45° . При вскрытии обнажены аллювиальные и ледниковые отложения, представленные суглинками, песками, галечниками и валунами (рис. 4.59). В основании разреза залегают крупные валуны размером до 1 м и более. Большое количество подобных валунов широко распространено по долине р. Горхон. На валунах (северо-восточная часть разреза) залегает толща, сложенная разнородными песками с прослоями, обогащенными органикой и углистым материалом. Толщина обогащенных органикой прослоев песка изменяется от 1-2 см до 10 см. В центральной части разреза разрыв с углом падения 35° смещает насыщенные органикой пески по пологому взбросу. В северо-восточном (лежащем) крыле разрыва эти отложения смяты в пологую складку. Падение юго-западного крыла складки составляет $10-15^\circ$, простирание шарнира складки 290° . В юго-западной части разреза на аллювиальных валунах залегают ледниковые отложения, выше - слой бурых суглинков и современная почва. Слой бурых суглинков деформирован, он загибается сначала полого, а затем круто вниз и затягивается под ледниковые отложения. Вместе со слоем бурых суглинков под ледниковые отложения попадают и обогащенные органикой пески и фрагменты древней почвы. Очевидно, импульсная подвижка привела к подвороту слоя бурого суглинка и надвиганию толщи ледниковых отложений на аллювиальные с образованием во фронте взбросов по пологому разрыву. В приповерхностных частях разреза фиксируется смятие древнего почвенного покрова с фрагментами бурого суглинка и обогащенных органикой песков. Проведенное

датирование образцов деформированной почвы (530 ± 30 ГИН 11321) показало, что подвижка произошла в последние ~ 530 лет. Более древних событий в траншее обнаружить не удалось, поскольку крупные валуны на дне траншеи не позволили углубиться дальше.

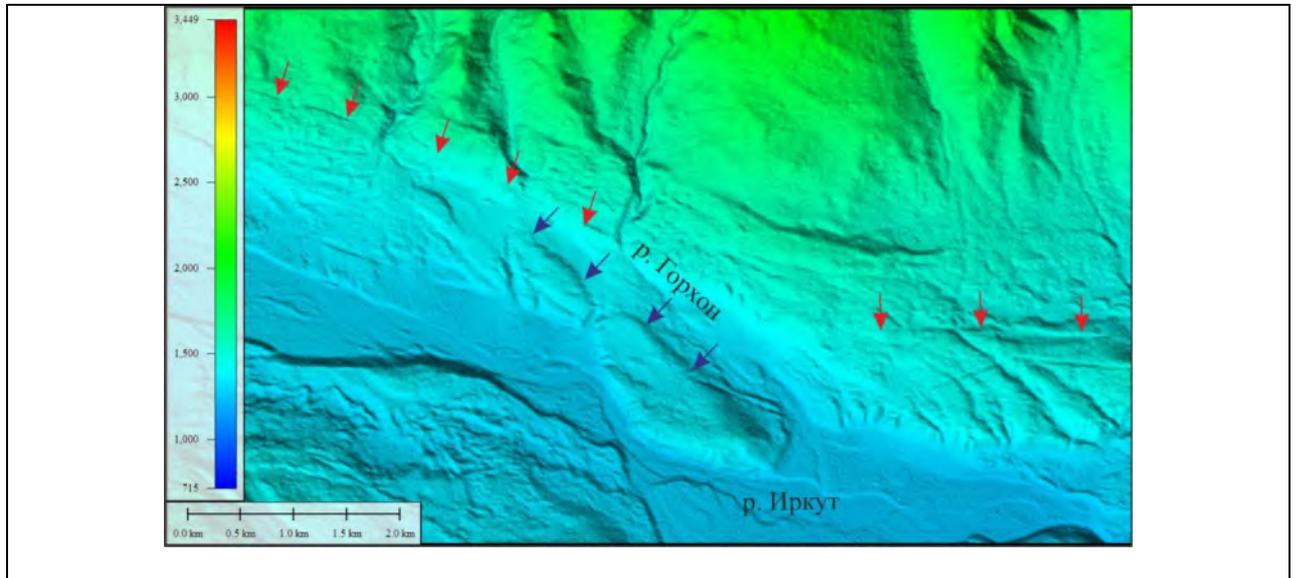


Рис. 4.58. Цифровая модель рельефа (TanDEM-X) западной части Мондинской впадины. Красными стрелками показаны выраженные в рельефе сегменты Мондинского разлома, синими стрелками - опережающий разлом северо-западного простирания.

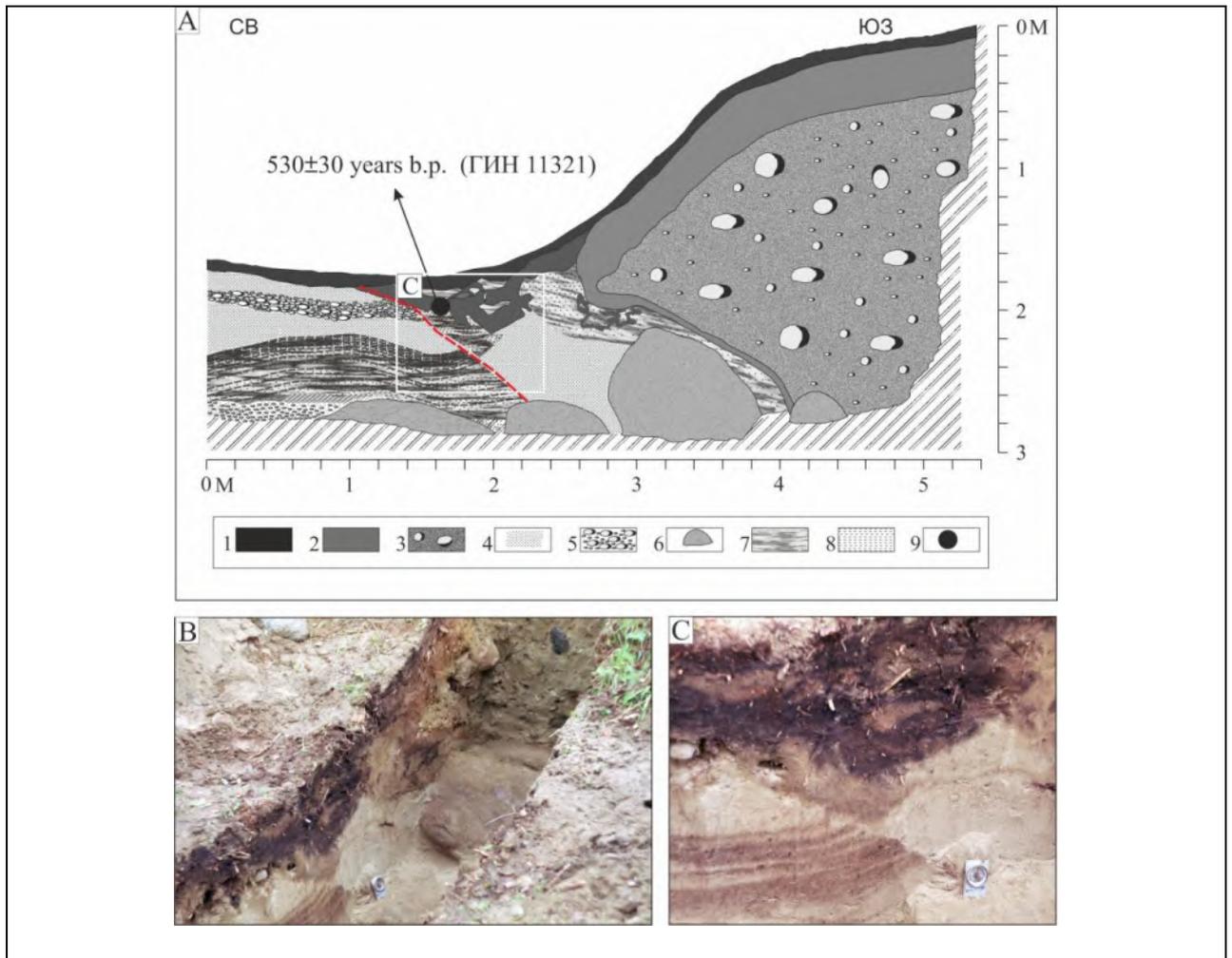


Рис. 4.59. Документация (А) и фотографии (В,С) траншеи, пройденной вкrest простирания сейсмогенного уступа вдоль оперяющего Мондинский разлома северо-западного простирания А.В. Чипизубовым, Р.М. Семеновым, С.Г. Аржанниковым. 1 - современный почвенно-растительный слой; 2 - бурый суглинок; 3 - ледниковые отложения серо-зеленоватого цвета; 4 - пески светло-серые; 5 - песчано-галечный слой; 6 - валуны; 7 - пачка чередующихся слоев мелкозернистого песка желтого и бурого (обогащенного детритом) цвета; 8 - супесь серая; 9 - место отбора образца на радиоуглеродный анализ.

4.3.1.4.3.3.4. Заключение

Таким образом, в ходе палеосейсмологических исследований, направленных на изучение активизированных участков разломов в Мондинской впадине и Харадабанской перемычке, был обнаружен ранее не известный комплекс сейсмогенных деформаций в западной части Мондинского разлома, представленный уступами в делювиально-пролювиальных отложениях. При пересечении разломом эрозионных ложбин отмечается закономерное смещение тальвегов с левосторонней компонентой. Исходя из деформации элементов рельефа, подвижки по Мондинскому разлому характеризуются как левосторонний

взбросо-сдвиг. В ходе документации западной и восточной стенок траншеи, вскрывающей палеосейсмодислокацию на западном участке разлома, была подтверждена кинематика и выделено, как минимум, два палеосейсмических события, возраст которых заключен в рамки 9293-5599 и 5665-1047 календарных лет ВР. Возможно проявление еще одного, более позднего, события с возрастом <1005 календарных лет ВР, но оно слабо выражено в стратиграфии и не выражено в морфологии. Накопленная амплитуда по вектору смещения за два более ранних события составляет 8.6 м (рис. 4.57 Е), что дает среднюю амплитуду за одно событие в 4.3 м. Средняя магнитуда для событий с такой амплитудой смещения по данным (Wells and Coppersmith, 1994), составляет 7.5. Для землетрясения с такой магнитудой, по этим же данным (Wells and Coppersmith, 1994), должен вскрываться разлом длиной порядка 90 км. Мондинский разлом, если брать все три его сегмента, соответствует этой длине и должен был вскрываться на всем протяжении.

Изучение восточного участка Мондинского разлома позволило установить среднюю скорость смещения по разлому в 1.5 мм/год за последние ~13 тыс. лет, а также выявить 4 разрывообразующих с накопленной амплитудой по взбросо-сдвиговому вектору смещения в 19.5 м. Период повторяемости разрывообразующих землетрясений составляет ~3.9-4.2 тыс. лет, что соответствует периоду повторяемости, определенному для Тункинского и Главного Саянского разломов в ~4 тыс. лет [Ritz et al., 2018]. На рис. 4.60 показаны возрастные ограничения палеосейсмических событий, выделенных для Мондинского разлома в сравнении с событиями, выделенными для восточных отрезков Тункинского и Главного Саянского разломов [Чипизубов, Смекалин, 1999; Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018]. Как видно из рисунка, в зоне Мондинского разлома так же, как и в двух других, за последние 13 тыс. лет произошло 4 разрывообразующих события. Распределение возрастных ограничений свидетельствует о том, что эти события могли произойти одновременно или друг за другом для всех трех разломов. Для западной части Мондинского разлома наиболее древнее событие не выявлено. Этот факт, а также то, что накопленные амплитуды

деформаций в рельефе западного участка меньше, чем восточного, свидетельствуют о проращении Мондинского сегмента разлома в западном направлении.

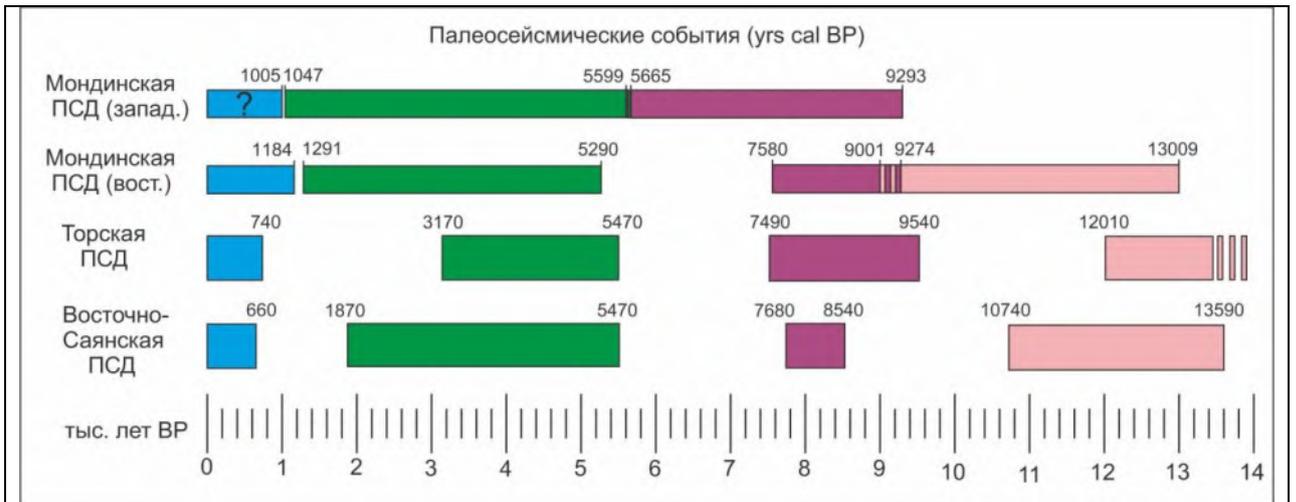


Рис. 4.60. Возрастные ограничения палеосейсмических событий, полученные для Главного Саянского (Восточно-Саянская ПСД), Тункинского (Торская ПСД) и Мондинского разломов.

Изучение взбросовых голоценовых деформаций по оперяющему Мондинский разрыву северо-западного простирания подтвердило развитие этих структур в режиме северо-восточного сжатия (Arzhannikova et al., 2005).

4.3.1.4.4. Особенности позднечетвертичной морфотектонической эволюции Тункинского сектора Байкальского рифта (заключение)

В общей структуре современного напряженно-деформированного состояния юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы район Тункинских впадин с их горным обрамлением занимает особое положение. Здесь наиболее ярко проявляются особенности перехода от структур растяжения Байкальского рифта к структурам регионального сжатия Северной Монголии: «взаимопроникновение» очагов землетрясений байкальского типа на запад и очагов, характерных для Северной Монголии, – на восток.

В крупном масштабе рассматриваемая территория находится в сдвиговом деформационном поле, о чем наглядно свидетельствуют типы смещений, реализуемые в очаге сильнейшего Мондинского события 04.04.1950 г. Фокальные механизмы фоновых

землетрясений показывают, что в формировании особенностей поля напряжений и деформаций Тункинского района важную роль играет устойчивое близгоризонтальное СВ сжатие [Melnikova et al., 2004].

Деформации сдвига со сжатием характерны для Тункинской системы впадин на всем позднечетвертичном этапе развития. Морфотектонические и палеосейсмологические исследования [Чипизубов, Смекалин, 1999; Larroque et al., 2001; Чипизубов и др., 2003; Аржанникова и др., 2003а; Arjannikova et al., 2004; Arzhannikova et al., 2005; 2018; Аржанникова и др., 2007; Ritz et al., 2018] показывают, что такого рода деформации развиваются вдоль Мондинского и восточных участков Тункинского и Главного Саянского разломов на западном и восточном окончании Тункинской системы впадин. Так, на западном окончании были обнаружены позднеплейстоцен-голоценовые взбросо-сдвиговые деформации на двух участках Мондинского разлома [Аржанникова и др., 2003а; Arjannikova et al., 2004], а также взбросовые голоценовые деформации по оперяющему Мондинский разрыву северо-западного простирания [Arzhannikova et al., 2005]. Инверсионное поднятие Мондинской впадины привело к активному врезу водотоков в осадочные отложения. Так, в южном крыле разлома продатирована погребенная палеопочва в верхней части 13-метровой террасы р. Иркут. Возраст террасы составляет 8105-8026 лет, что позволило рассчитать скорость поднятия Мондинской впадины в ~ 1.5 мм/год [Arjannikova et al., 2004]. На восточном окончании Тункинской системы впадин транспрессионные деформации приурочены к зоне Торского сегмента Тункинского разлома запад-северо-западного простирания. Так, морфотектонический анализ и вскрытие канавами Торской палеосейсмодислокации показало, что данный сегмент представляет собой левосторонний взбросо-сдвиг, и, начиная с конца плейстоцена, к нему приурочено 4 крупных палеоземлетрясения [Чипизубов и др., 2003; Ritz et al., 2018]. Такая же кинематика установлена для Восточно-Саянской палеосейсмодислокации, расположенной на юго-восточном окончании Главного Саянского разлома [Чипизубов, Смекалин, 1999]. Формирование сейсмодислокаций такого типа в позднем плейстоцене - голоцене

свидетельствует о деформационном режиме сдвига со сжатием под воздействием регионального поля напряжений с осью сжатия С-СВ направления.

К деформациям сдвига со сжатием также относятся инверсионные поднятия впадин Тункинской системы, описанные в работах [Щетников, Уфимцев, 2004; Щетников, 2017]. Так, по геоморфологическим данным, Мондинская и Быстринская (краевые) впадины практически полностью вовлечены в поднятие, Торская – на 40% (в южной ее части), Хойтогорская и Тункинская – частично (на границах с Ниловским и Еловским отрогами и хребтом Хамар-Дабан).

Таким образом, развитие Тункинской системы впадин не является однонаправленным. Преобладающий с миоцена режим сдвига с растяжением с формированием сбросов и сдвиго-сбросов по зонам главных разломов, раскрытием впадин и накоплением мощных толщ рыхлых отложений на позднечетвертичном этапе сменился режимом сдвига со сжатием. Этот вывод согласуется с результатами морфотектонических исследований [Largoque et al., 2001], свидетельствующих о смене деформационного режима этой территории в позднечетвертичное время.

Характер позднечетвертичных деформаций во многом зависит от расположения структур внутри «Тункинской сдвиговой зоны». Для краевых частей Тункинской системы впадин, контролируемых разломами субширотного и запад-северо-западного простирания, характерны деформации сдвига со сжатием (например, Мондинская, Торская и Восточно-Саянская ПСД). Для центральной части, контролируемой, преимущественно, разломами северо-восточного простирания, характерны деформации растяжения, а для участков, контролируемых субширотными сегментами Тункинского разлома - растяжения со сдвигом (например, Аршанская ПСД). Деформации растяжения характерны, в основном, для внутренних частей впадин, остающихся в «тектонической тени» при сдвиговом смещении по основной системе разломов: Мондинский-Тункинский-юго-восточный отрезок Главного Саянского. В очагах землетрясений, локализующихся во впадинах, чаще встречаются сочетания близгоризонтального СЗ растяжения с наклонным или близвертикальным

сжатием, в то время как на границах блоков и в хребтах доминирует близвертикальное растяжение и близгоризонтальное СВ сжатие [Аржанникова и др., 2007].

Взбросо-сдвиговая кинематика Мондинского разлома, средняя скорость смещения по нему, а также период повторяемости разрывообразующих землетрясений согласуются с данными, выявленными в восточной части Тункинской системы впадин для восточных сегментов Тункинского и Главного Саянского разломов. Это свидетельствует о том, что позднеплейстоцен-голоценовая инверсия кинематики разломов охватила западный и восточный края Тункинской системы впадин. При этом для центральной части (Аршанская палеосейсмодислокация) характерно продолжение сбросо-сдвиговых смещений, как это было на всем протяжении плиоцен-четвертичного функционирования Тункинского разлома.

Выявленные закономерности находят объяснение с точки зрения общей геодинамической обстановки региона. Передача к северу напряжений, вызванных Индо-Азиатской коллизией, приводит к выдавливанию литосферных блоков западной части Монголии в восточном направлении по субширотным сдвиговым зонам. При этом Хамар-Дабанский блок по данным GPS-геодезии смещается в восток-северо-восточном направлении [Calais et al., 2003]. Такое направление движения Хамар-Дабанского блока приводит к реализации взбросо-сдвиговых деформаций вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов. Перераспределение напряжений на границах блоков более мелкого масштаба в пределах Тункинской системы впадин приводит к формированию структур сжатия и растяжения в зависимости от их расположения по отношению к основному полю напряжений.

Детальные морфотектонические и палеосейсмологические исследования юго-восточного отрезка Главного Саянского разлома позволили определить минимальную и максимальную скорости позднеплейстоцен-голоценовых левосдвиговых смещений в 1.3 и 3.9 мм/год, соответственно. Изучение Аршанской палеосейсмодислокации с датированием деформированных по разлому террас позволило определить минимальную скорость

сдвигового смещения по Тункинскому разлому в 1.5 мм/год за последние ~12.5 тыс. лет. Дешифрирование детальных космоснимков на территорию Главного Саянского разлома за пределами его юго-восточного сегмента показало отсутствие тектонических деформаций позднеплейстоцен-голоценового возраста. Анализ опубликованных результатов палеосейсмологических исследований совместно с полученными нами данными показал, что на восточных отрезках Главного Саянского и Тункинского разломов в течение последних 15 тыс. лет происходили землетрясения с магнитудой 7-8 со средним периодом повторяемости в ~4 тыс. лет. Совокупность этих признаков свидетельствует о передаче левосдвиговых деформаций между Тункинским и юго-восточным сегментом Главного Саянского разлома при левостороннем смещении Хамар-Дабанского блока, активной границей которого является Тункинская сдвиговая зона.

Средняя скорость позднеплейстоцен-голоценового левосдвигового смещения, определенная по деформациям в зоне Мондинского разлома, составила 1.1 мм/год, что немного ниже значений, полученных для Тункинского и Главного Саянского разломов. Это объясняется тем, что реализация напряжений по Мондинскому разлому происходит в равной доле за счет сдвиговых и взбросовых деформаций. Для Мондинского разлома за последние ~13 тыс. лет было выявлено 4 разрывообразующих палеоземлетрясения со средней магнитудой 7.5 и периодом повторяемости в 3.9-4.2 тыс. лет, что соответствует периоду повторяемости разрывообразующих событий, определенному для Тункинского и Главного Саянского разломов. При этом события для всех трех разломов сопоставимы по времени, и, следовательно, могли происходить одновременно или последовательно в рамках одних и тех же циклов активизации.

4.3.1.5. Обсуждение скоростей смещения по разломам Байкальского рифта

Проведенные морфотектонические и палеосейсмологические исследования морфоконтролирующих разломов в разных впадинах Байкальского рифта позволили определить позднеплейстоцен-голоценовые скорости смещения по разломам, а также

оценить их сейсмический потенциал. Для Приморского, Кичерского и Баргузинского разломов, характеризующихся сбросовой кинематикой, были определены вертикальные скорости смещения. Для разломов юго-западного фланга Байкальского рифта, характеризующихся сбросо- и взбросодвиговой кинематикой, были определены скорости смещения как по вертикальной, так и по горизонтальной компоненте.

Максимальное значение скорости вертикального смещения приурочено к Тункинскому разлому на юго-западном фланге Байкальского рифта (рис. 4.61). За последние ~ 12.5 тыс. лет скорость оценивается минимум в 0.9 ± 0.1 мм/год, а за последние ~ 20 тыс. лет - в 1.26 ± 0.1 мм/год. Эти значения немного превышают таковые, рассчитанные для Приморского разлома, где минимальные и максимальные скорости смещения оказались равными 0.5 и 0.9 мм/год, соответственно. Значения для Кичерского разлома и Улюнской кулисы Баргузинского разлома оказались значительно ниже, чем для Тункинского и Приморского разломов. Так, в результате датирования смещенных по разлому террас, скорость опускания по Кичерскому разлому оценивается в 0.42 ± 0.13 и 0.19 ± 0.08 мм / год за последние ~ 100 тыс. лет и ~ 48.3 тыс. лет, соответственно. Для Улюнской кулисы Баргузинского разлома скорость вертикального смещения заключена в рамки 0.2 ± 0.02 - 0.4 ± 0.02 мм/год.

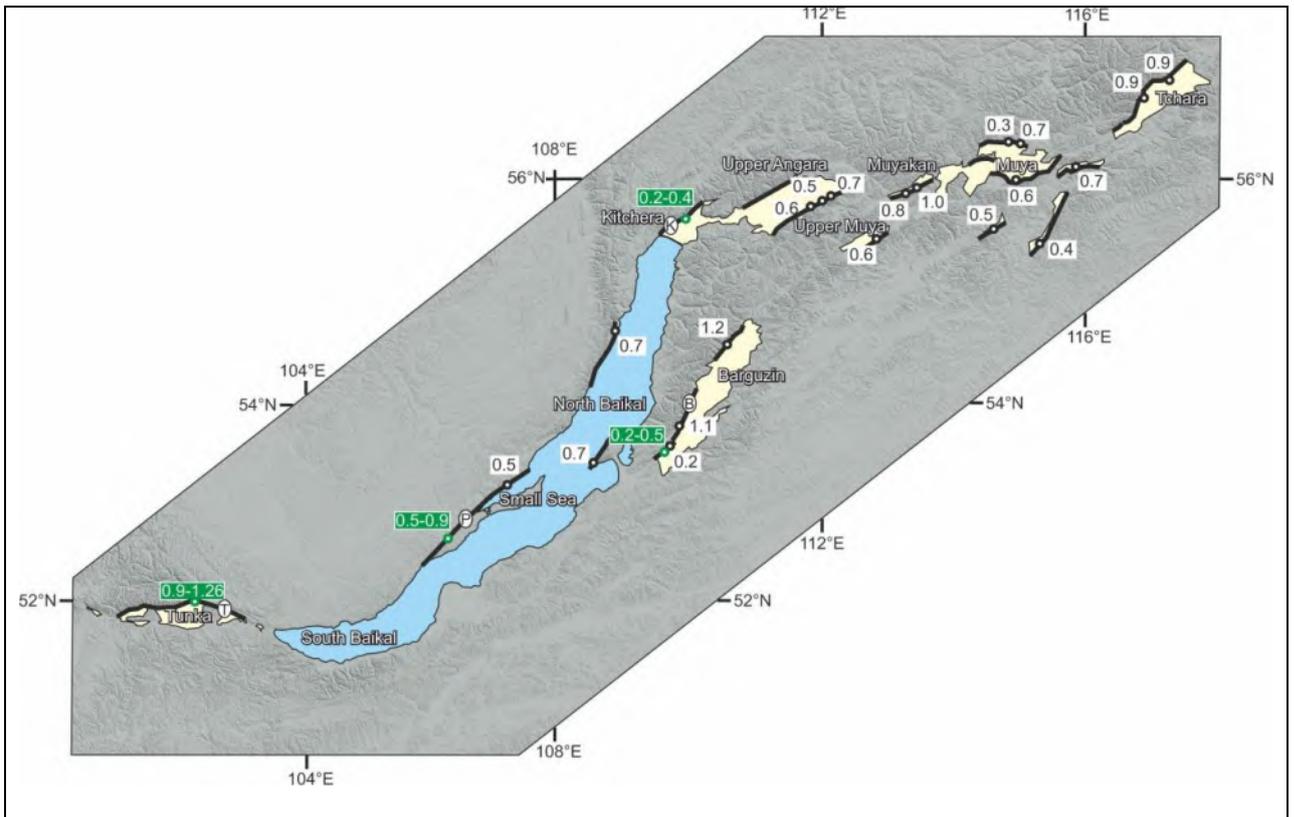


Рис. 4.61. Скорости опускания (мм/год) по главным рифтогенным разломам Байкальского рифта (разломы показаны жирными черными линиями, названия разломов, описанных в тексте: Т - Тункинский, Р - Приморский, К - Кичерский, В - Баргузинский). Белыми прямоугольниками обозначены неоген-четвертичные скорости, рассчитанные по морфометрическому анализу фасет [Petit et al., 2009], в зеленых прямоугольниках - позднплейстоцен-голоценовые скорости, рассчитанные по смещению датированных террас и по палеосейсмологическим данным [Arzhannikova et al., 2018; 2021; Arzhannikova, Arzhannikov, 2019; Chebotarev et al., 2021].

Рассчитанные скорости смещения по Кичерскому разлому ниже, чем неоген-четвертичные скорости опускания, оцененные на основе морфометрического анализа фасет для впадин Северо-Восточного фланга Байкальского рифта [Petit et al., 2009] (рис. 4.61). Из-за отсутствия значения неоген-четвертичной скорости опускания для Кичерской впадины, рассчитанные скорости смещения сравнивались с неоген-четвертичными для Северо-Байкальской впадины, где скорость опускания составила 0.7 мм/год [Petit et al., 2009]. Несоответствие между этими двумя скоростями можно объяснить тем фактом, что Кичерская впадина расположена на северной оконечности Северо-Байкальской впадины и, как краевая структура, может иметь более низкую скорость погружения. Также возможно, что значения скорости опускания колеблются во времени, что подтверждается двукратным

увеличением скоростей смещения по Кичерскому разлому, оцененных в данном исследовании за последние ~ 48.3 и ~ 100 тыс. лет.

Нижняя граница скоростей, полученных для Улюнской кулисы Баргузинского разлома, совпадает с неоген-четвертичной скоростью опускания по этому сегменту разлома в 0.2 мм/год [Petit et al., 2009] (рис. 4.61). Это свидетельствует о том, что краевая часть Баргузинской впадины, контролируемая Улюнской кулисой, отстает в погружении от других частей впадины, где скорость определяется значениями 1.1-1.2 мм/год [Petit et al., 2009] (рис. 4.61), на всем протяжении своего развития.

Таким образом, на примере Кичерской, являющейся северной краевой частью Северо-Байкальской впадины, и Баргузинской впадин показано, что скорости опускания краевых частей значительно ниже скоростей опускания центральных частей впадин.

Юго-Западный фланг Байкальского рифта тесно связан с деформациями, господствующими в Западной Монголии, и здесь преобладает сдвиговый режим деформирования. По данным GPS-геодезии деформации западной Монголии и юго-западного фланга Байкальского рифта характеризуются движением литосферных блоков в восточном направлении по крупным левосторонним сдвигам субширотного простирания, главными из которых являются Гоби-Алтайский (или Богдинский), Болнайский и Тункинский [Calais et al., 2003]. При этом скорость движения уменьшается в северном направлении. Так, для Гобийского Алтая горизонтальная скорость смещения составляет 4 мм/год, на севере Хангая – 2.8 мм/год, а в районе восточного замыкания Тункинской системы впадин – 1.1 мм/год, что авторы связывают с накоплением упругих деформаций на вышеперечисленных разломах [Calais et al., 2003]. Геологические скорости смещения, оцененные по результатам палеосейсмологических исследований, для Болнайского разлома сопоставимы по значению с современными и в среднем составляют 3.1 мм/год [Rizza et al., 2015]. Оцененная нами геологическая скорость сдвигового смещения по Тункинскому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разломов заключена в пределах 1.3 - 3.9 мм/год [Ritz et al., 2018; Arzhannikova et al., 2018]. Если принять, что позднеплейстоцен-голоценовые

скорости сопоставимы с современными, как это показано для Болнайского разлома [Rizza et al., 2015], то меньшее значение современной скорости сдвига по сравнению с позднплейстоцен-голоценовой по Тункинской сдвиговой зоне свидетельствует о накоплении упругих напряжений в районе северной границы Хамар-Дабанского блока. Это подтверждает тот факт, что южная часть Хамар-Дабанского блока смещается в восток-северо-восточном направлении со скоростью 2.7 мм/год [Calais et al., 2003]. Таким образом, дефицит скорости смещения должен реализоваться за счет импульсной подвижки вдоль северной границы Хамар-Дабанского блока по Тункинской системе разломов.

Восток-северо-восточное направление движения Хамар-Дабанского блока приводит к реализации взбросо-сдвиговых деформаций вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов, что отражено в разрезах и в морфоструктуре палеосейсмодислокаций. Позднплейстоцен-голоценовые скорости смещения, определенные для Мондинского, Тункинского и юго-восточного сегмента Главного Саянского разломов, вместе с датированием палеосейсмических событий, позволили оценить период повторяемости землетрясений с магнитудой 7-8 в 3.9-4.2 тыс. лет для всех трех разломов.

Для разломов центральной части Байкальского рифта и северо-восточного фланга (Приморского, Кичерского и Улюнской кулисы Баргузинского разлома) характерны другие значения магнитуд и интервалов повторяемости разрывообразующих землетрясений. Так, для Кичерского разлома оценка параметров палеоземлетрясений, а также краткосрочных и долгосрочных скоростей вертикального смещения позволили выявить средние интервалы повторяемости землетрясений с магнитудой 6.8 в 5.3 и 2.4 тыс. лет, соответственно. Палеосейсмологические и морфотектонические исследования Улюнской кулисы Баргузинского разлома показали, что она может генерировать землетрясения с магнитудой 6.6-6.7 с периодом повторяемости в 3.5-1.8 тыс. лет.

4.3.2. Восточно-Саянский горный массив

Алтае-Саянская горная область, по данным термохронологических исследований [De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Jolivet et al., 2007 и др.] считается самым северным районом Центральной Азии, рельеф которого ассоциируется с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии. Деформации сжатия и сдвига со сжатием характерны для большинства районов Центральной Азии, расположенных к северу от коллизионного фронта. Их распространение фиксируется горообразовательными процессами, в результате которых сформировался ряд горных систем от Гималаев до Алтая [Добрецов и др., 1995; Jolivet et al., 1999; 2001; 2007; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2002; 2003; 2007; 2008; 2011(a, б); 2014; Buslov et al., 2007, Буслов и др., 2008; Jolivet, 2015]. Восточно-Саянский горный массив расположен вдоль юго-западной границы Сибирской платформы и является северо-восточным окончанием Алтае-Саянской горной области (см. рис. 3.2А). На юге он граничит с юго-западным флангом Байкальской рифтовой системы, являющимся переходной областью от деформаций сжатия, активно развивающихся в северной Монголии, к деформациям растяжения центральной части Байкальского рифта. Вопрос о том, в каком деформационном режиме развивается соседний с Байкальским рифтом Восточный Саян и какой источник оказывает доминирующее влияние на его позднекайнозойскую морфоструктурную эволюцию был недостаточно освещен в литературе. При этом юго-восточная часть Восточно-Саянского горного массива является ключевым районом для понимания распространения того или другого типа деформаций и определения их роли в формировании основных черт современного рельефа. Ниже представлены результаты исследований, проведенных в юго-восточной части Восточного Саяна по данным интерпретации аэро-фотоматериалов и космоснимков, анализа топографии района и полевого структурно-геоморфологического изучения тектонических деформаций. Результаты были опубликованы в следующих работах [Аржанникова и др., 2011; Arzhannikova et al., 2011]

4.3.2.1. Краткая история развития рельефа Восточного Саяна

Поднятие Восточно-Саянского горного массива имело сводово-глыбовый характер, сопровождалось обновлением древних разломов, возникновением межгорных впадин и излиянием базальтовых лав. Двухфазный процесс горообразования в Восточном Саяне отмечался многими исследователями [История развития..., 1969; Вдовин, 1976; Rasskazov et al., 2000; Ivanov and Demonterova, 2009]. В более ранних работах [История развития..., 1969; Вдовин, 1976] указывается, что первая фаза кайнозойского горообразования началась в олигоцене. Затем, в неогене, территория переживала период относительного покоя и стабилизации тектонических движений, который закончился к концу плиоцена. С этого момента началась вторая фаза активного горообразования, которая продолжалась в течение всего четвертичного периода, и во время которой сформировались основные черты современного рельефа. Более поздние геохронологические исследования вулканитов и осадочных пород [Rasskazov et al., 2000; Рассказов и др., 2000; Ivanov and Demonterova, 2009] позволили применить абсолютные методы датирования для восстановления основных этапов горообразования в Восточном Саяне. Первый этап обширного поднятия, по этим данным, приходится на интервал 22-15 млн лет. Он сопровождался небольшим эрозионным расчленением с последующим излиянием базальтовых лав, бронирующих раннемиоценовый палеорельеф. Второй этап, характеризующийся быстрым ростом отдельных горных хребтов, начался, по данным [Rasskazov et al., 2000; Рассказов и др., 2000] 8,7 млн лет, а по данным [Ivanov and Demonterova, 2009]) – около 5 млн лет назад. С ним связаны перестройка гидросети, деформации поверхности выравнивания и вулканические извержения. Тектонические движения сопровождалось усиленным эрозионным расчленением и формированием современного плана речной сети. Второй этап по времени соответствует фазе резкого усиления тектонической активности в пределах Байкальского рифта.

Рельеф Восточного Саяна имеет ступенчатое строение (рис. 4.62 А). Одни блоки подняты до высоты более 3000 метров, другие представляют собой слабо расчлененные плоскогорья на высоте 2200–2500 м с остатками древней поверхности выравнивания. Для

юго-восточной части Восточного Саяна характерны наибольшие высоты. Обособленные горные хребты Тункинские Гольцы, Китойский, Кропоткина и Мунку-Сардык имеют максимальные абсолютные отметки до 3491 м. Эти хребты, так же, как и Большой Саян, глубоко расчленены эрозией и проработаны ледниками. Для них характерен высокогорный альпийский тип рельефа. Современному оледенению подвержен только хр. Мунку-Сардык и южная часть хребта Большой Саян.

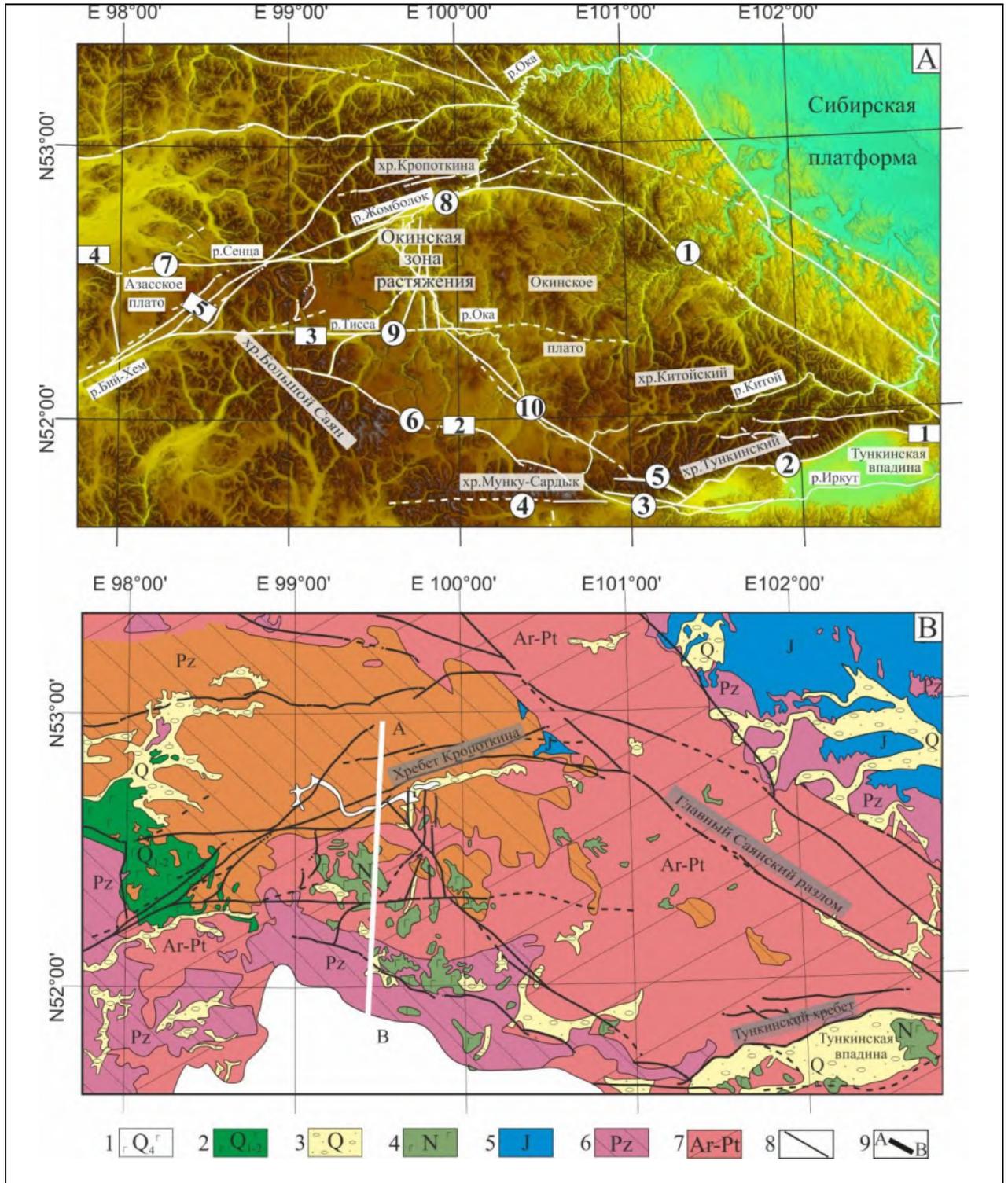


Рис. 4.62. А - цифровая модель рельефа юго-восточной части Восточного Саяна. Цифрами в кружках обозначены главные рельефоконтролирующие разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Тункинский, 3 – Мондинский, 4 – Иххорогол–Мондинский, 5 – Ихе–Ухгуньский, 6 – Ямаатинский, 7 – Азасско–Сенцкий, 8 – Окино–Жомболокский, 9 – Бийхемо–Тисский, 10 – Окинский. Белыми прямоугольниками показаны места, где отмечаются описанные в литературе структуры плиоценового и постплиоценового сжатия: 1 – деформации базальтовых покровов с признаками северо-восточного сжатия [Ружич, 1975]; 2 – надвиговые деформации позднеплиоценовых базальтов [Рассказов, 1990]; 3,4 – поднятые южные крылья разломов, деформирующих базальтовые покровы [Гросвальд, 1965]; 5 – система пологих складок в плиоценовых осадках [Грачев, Лопатин, 1978]. В - геологическая карта юго-восточной части Восточного Саяна: 1 - голоценовые базальты, 2 - плейстоценовые базальты, 3 - четвертичные осадочные отложения, 4 - неогеновые базальты, 5 - юрские осадочные отложения, 6 - палеозойские магматические и метаморфические серии, 7 - архейские и протерозойские магматические и метаморфические серии, 8 - активные в кайнозое разломы, 9 - местоположение разреза, показанного на рис. 4.68.

Области с древним денудационным рельефом, почти не измененным последующими процессами, встречаются в разных частях Восточного Саяна. Наиболее полно они представлены на Окинском плоскогорье, где занимают площадь более 400 км². Здесь поверхность выравнивания представляет собой пологоволнистую равнину, неглубоко расчлененную долинами рек.

Границы Окинского плоскогорья, как и обрамляющих его горных хребтов, проходят по зонам глубинных разломов, контролирующим формирование основных элементов рельефа юго-восточной части Восточного Саяна. К основным разломам относятся: Главный Саянский, проходящий вдоль границы с Сибирской платформой и контролирующей поднятие Восточного Саяна в целом; система дизъюнктивов, отвечающая за поднятие горных массивов на юге изучаемой территории, к которой относятся на разных отрезках Тункинский, Мондинский и Иххорогол–Мондинский разломы; Ямаатинский разлом, отделяющий Окинское плоскогорье от хребтов Мунку–Сардык на юге и Большой Саян на юго-западе; а также система Азасско–Сенцкого и Окино–Жомболокского разломов, последний является северной границей Окинского плоскогорья и контролирует поднятие хребта Кропоткина (рис. 4.62 А).

4.3.2.2. Позднекайнозойская активизация горообразования и кинематика главных морфоконтролирующих разломов юго-восточной части Восточного Саяна

Главный Саянский разлом является одной из основных дизъюнктивных структур Алтае–Саянской горной области. Заложившись в докембрии, он активно влиял на тектоническую обстановку пограничной зоны Сибирской платформы и подвижного пояса, развиваясь на разных этапах как сдвиг, надвиг и сброс. В эпоху кайнозойской активизации Главный Саянский разлом проявлял себя как левосторонний сбросо–сдвиг [Ламакин, 1968], а в позднем плейстоцене – голоцене его юго-восточный сегмент проявил себя как левосторонний взбросо-сдвиг [Чипизубов, Смекалин, 1999; Ritz et al., 2018].

С запада к Главному Саянскому разлому причленяется серия субширотных разрывных нарушений, основными из которых являются Тункинский и Окино–Жомболокский. Субширотный Бийхемо–Тисский разлом не имеет единого магистрального шва при приближении к Главному Саянскому, тогда как в западной своей части он четко выражен в рельефе (рис. 4.62 А). Эти разломы являются восточными сегментами более протяженных региональных структур субширотного и восток–северо–восточного направления, контролирующих горизонтальные и вертикальные перемещения тектонических блоков.

Тункинский разлом, как показано выше, с неогена проявлял себя как левосторонний сбросо-сдвиг, а в позднечетвертичное время субширотно ориентированный восточный участок Тункинского разлома испытал инверсию вертикальной компоненты смещения. В позднечетвертичное время Тункинская система впадин развивается в транспрессионном режиме, при котором основным типом движения по зоне Тункинского и Мондинского разломов является сдвиг. В сдвиговой зоне деформации сжатия приурочены к границам блоков субширотного и северо-западного простирания и к северному горному обрамлению, а деформации растяжения характерны для внутренних частей впадин, остающихся в "тектонической тени" при левосдвиговом перемещении по субширотным разломам [Аржанникова и др., 2007].

В Тункинских Гольцах известны надвиговые структуры, имеющие северо–восточное и наиболее распространенное северо–западное простирание [Шерман и др., 1973]. В.В. Ружичем [1975] был установлен факт смещения базальтовых даек позднемиоцен–плиоценового возраста в зонах этих надвигов, что указывает на их активизацию в плиоцен–четвертичное время. Он также отметил признаки деформаций базальтовых покровов в районе сочленения Еловского отрога (перемычка во внутренней части Тункинской системы впадин) со склоном Тункинских Гольцов (этот район обозначен прямоугольником 1 на рис. 4.62), свидетельствующие о сжимающих тектонических напряжениях, вектор которых имел северо–восточное простирание.

В западной части хребта Тункинские Гольцы были обнаружены постледниковые транспрессионные деформации, выраженные взбросо–сдвиговым смещением по параллельному Мондинскому, но расположенному севернее, Ихе–Ухгуньскому разлому (см. местоположение на рис. 4.62 А). Результаты изучения этого разлома опубликованы в работах [Аржанникова, Аржанников, 1999; Аржанникова и др., 2003а; Arjannikova et al., 2004] и представлены ниже.

В результате дешифрирования аэрофотоснимков, был обнаружен не известный ранее комплекс деформаций рельефа сеймотектонического происхождения в 11 км севернее Мондинской впадины в правом борту долины р. Ихе–Ухгунь (рис. 4.63 А, В). Дистанционные и наземные геоморфологические исследования показали, что это типично ледниковая долина корытообразной формы с шириной днища 500–600 м. Широтное простирание долины на участке с сейсмогенными деформациями субпараллельно Мондинскому разлому. Борты долины имеют разные высотные отметки. Превышение правого над левым составляет в среднем 200 м. Относительно уреза реки, левый борт поднят на 800 м, правый - на 1000 м. Углы падения склонов различны. Средняя величина угла наклона левого склона 35° , правого - 40° . Ледниковая форма долины деформирована постледниковой тектоникой, причем в правом борту, очевидно более активном, это проявлено сильнее. Сеймотектонические деформации представлены тремя четко выраженными уступами в коренных породах.

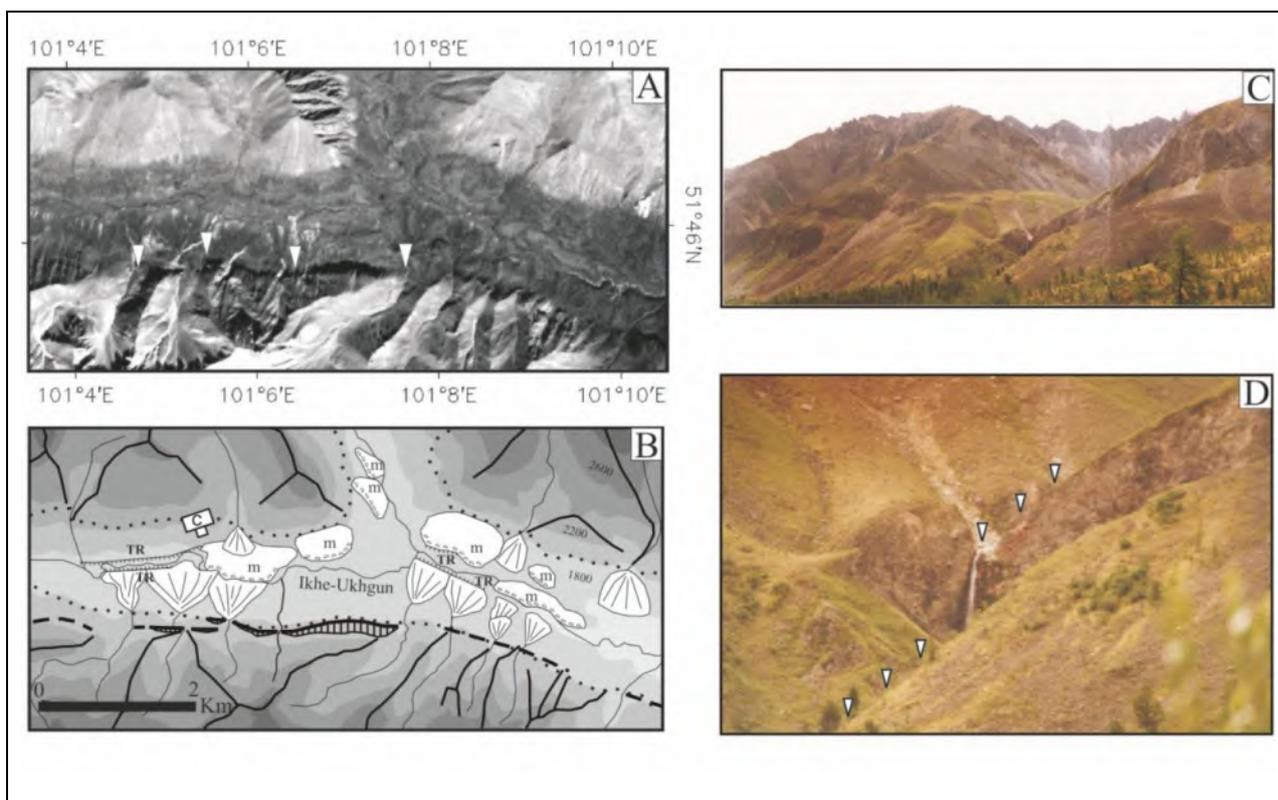


Рис. 4.63. Фрагмент аэрофотоснимка (А) и его морфологическая интерпретация (В) западной части долины р. Ихе-Ухгунь (см. условные обозначения на рис. 4.49). С, D - фотографии уступов Ихе-Ухгуньского разлома в правом борту долины р. Ихе-Ухгунь. Белыми стрелками на рис. А показаны сейсмогенные уступы, на рис. D - тальвег смещенного водотока.

Тектонические уступы начинаются в 9.5 км от истока р. Ихе-Ухгунь и протягиваются, сменяя друг друга, на 3.5 км вниз по течению, осложняя правый борт долины на высоте 160 м от уреза реки (рис. 4.63). Дислоцированные породы представлены гнейсами и гранито-гнейсами архейского возраста. Высота уступов увеличивается с запада на восток от первых метров до нескольких десятков метров. Крутизна их также не постоянна: от 60° до $80-85^\circ$. На восточном окончании наблюдается ступенчатое строение уступа.

Образовались уступы за счет подвижки по плоскостям в их основаниях, азимут падения которых постоянен - 185° , а угол меняется от 30° до $40-45^\circ$. По комплексу структурно-геологических признаков эти разрывные нарушения определяются как взбросо-сдвиги. Они четко фиксируются в стенках долин боковых притоков, где их можно проследить по падению (рис. 4.64). В одних местах это маломощные (до 5-7 см) зоны дробления, в других - мощность тектонически раздробленного материала достигает двух

метров. Породы в зонах интенсивно перетерты, а местами рассланцованы. Геометрические построения, на основе знаний об углах падения плоскости разлома, высотах уступа и крутизны последнего, позволили определить истинные амплитуды перемещений по плоскости взброса. Их максимальная величина достигает 8 м. Сдвиговая составляющая подчеркнута смещенными долинами боковых притоков и определяется как левосторонний сдвиг с амплитудой около 8-10м. По простиранию разрывные нарушения в основании уступов представлены рядом кулис на склоне, сменяющих друг друга по направлению от подножия к водоразделу. Каждая кулиса падает под углом 5-10° в западном направлении (рис. 4.63 С).

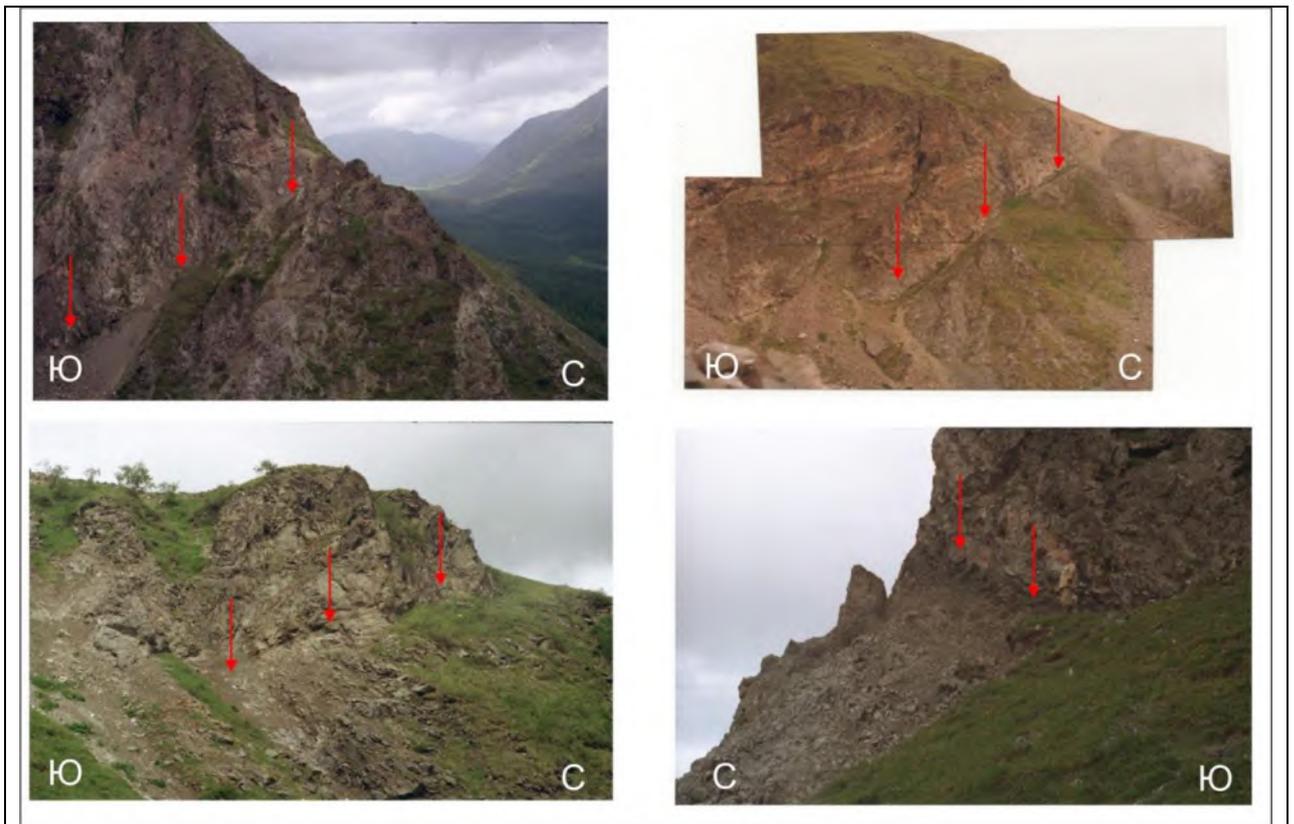


Рис. 4.64. Фотографии разлома, падающего на юг (указан красными стрелками) в основании сейсмогенных уступов в правом борту долины р. Ихе-Ухгунь.

Правые притоки р. Ихе-Ухгунь, там, где они пересекают тектонические уступы, осложнены водопадами, глубина вреза одной из таких долин в тело уступа составляет 6.5 м (рис. 4.63 D). Это важный элемент структуры, который позволяет оценить возраст этой

сейсмодислокации. На примере долины р. Кынгарга было показано, что средняя скорость врезания реки в тектонический уступ, формирующийся в подножье Тункинского хребта, составляет 1.93 ± 0.19 мм / год за последние ~ 25 тыс. лет [Arzhannikova et al., 2018]. Используя эту скорость, можно посчитать, что 6.5-метровый врез в тектонический уступ Ихе-Ухгуньского разлома сформировался за ~ 3.4 тыс. лет.

Таким образом, в западной части Тункинских Гольцов два субпараллельных разлома - Мондинский и Ихе-Ухгуньский - развивались в голоценовое время под действием сжимающих усилий, направленных на северо-восток. Путем несложных геометрических построений мы рассмотрели возможность генетической взаимосвязи этих двух разломов. По данным [Саньков, 1989] корреляционная зависимость глубины проникновения локальных взбросо-сдвигов (каким является Ихе-Ухгуньский разлом) (H_0) от их длины (L_0) описывается следующим линейным уравнением:

$$H_0 = 0.11 L_0 + 22.6.$$

При длине Ихе-Ухгуньского разлома в 33 км он может проникать на глубину до 26,2 км. Угол его падения меняется от 30° до 45° , расстояние в плане до Мондинского крутопадающего разлома ($65-80^\circ$) около 11 км. При всех вариациях угла падения этих двух сместителей, они соединяются на глубине от 10 до 20 км. Очевидно, эти разломы представляют единый комплекс взбросо-сдвиговых деформаций, развивающихся в виде «цветковой» структуры (flower structure) (рис. 4.65) в условиях транспрессионного режима с осью сжатия, ориентированной на северо-восток. При этом блок, расположенный между этими двумя разломами “выдавливается” и движется в СВ направлении – это подтверждают левосторонние взбросо-сдвиговые деформации по субширотному, активизированному, сегменту Ихе-Ухгуньского разлома, а также превышение вершинной поверхности южного крыла разлома над северным на 100 метров.

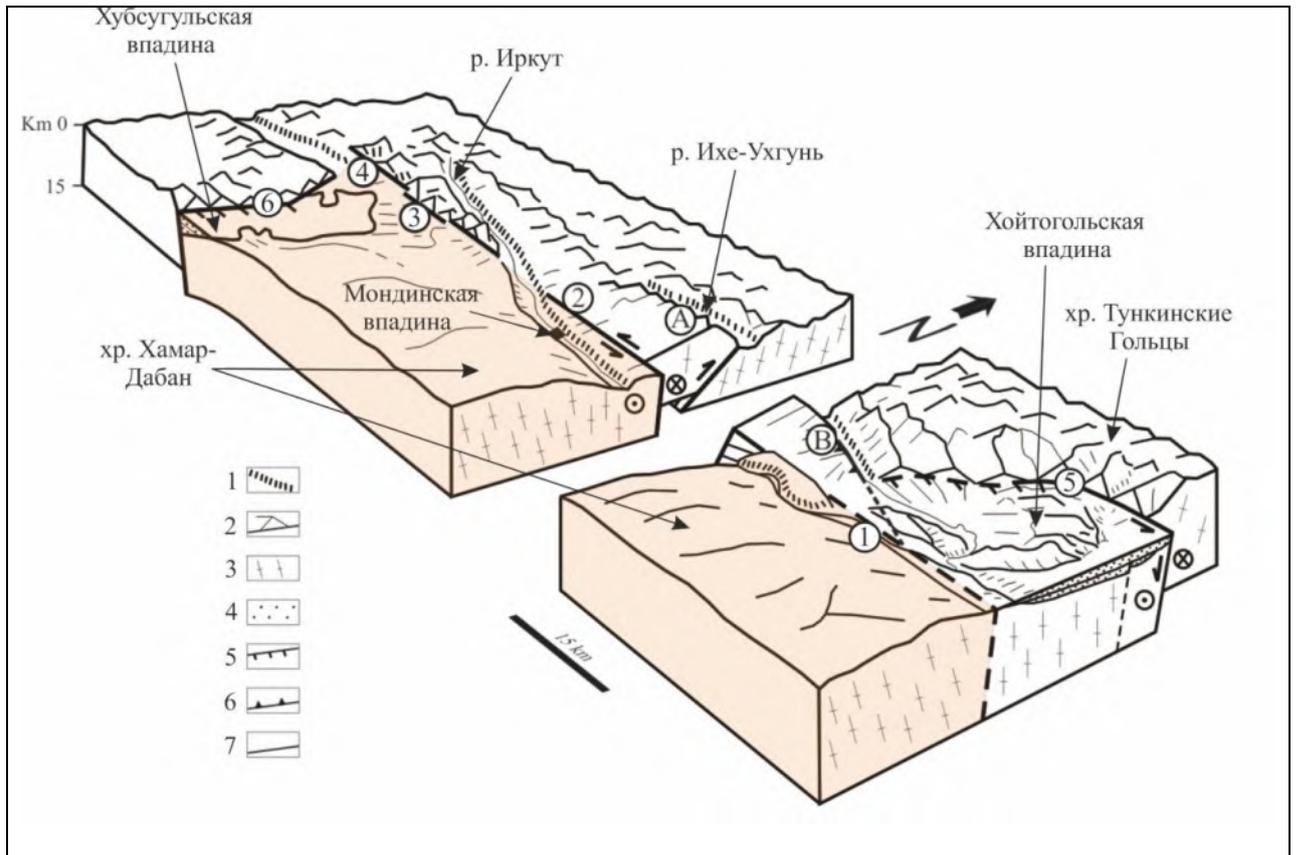


Рис. 4.65. Трехмерная морфоструктурная интерпретация области взаимодействия Мондинского и Ихе-Ухгуньского разломов: 1–2 - сегменты Мондинского разлома; 3–4 - сегменты Иххорогол-Мондинского разлома; 5 - Тункинский разлом; 6 - Западно-Хубсугульский разлом. А, Б - участки Ихе-Ухгуньского разлома. Условные обозначения: 1 - ледниковая долина, 2 - фасеты разломов, 3 - кристаллический фундамент, 4 - неогеновые отложения, 5 - сбросы, 6 - взбросы, 7 - сдвиги. Бежевым цветом показан Хамар-Дабанский блок.

Продолжением на запад Мондинского разрывного нарушения является Иххорогол-Мондинский разлом (см. местоположение на рис. 4.62 А), ограничивающий с юга Восточно-Саянский горный массив и отделяющий его от Хубсугульской и Дархатской рифтогенных впадин. Разлом заложен в южном подножии хребта Мунку-Сардык и также имеет левостороннюю сдвиговую кинематику. Полевые исследования, проведенные на Иххорогол-Мондинском разломе [Аржанникова и др., 2003b], позволили определить амплитуду позднечетвертичных сдвиговых перемещений по нему. Зафиксированная в нескольких долинах, она составляет 70 метров. В коренных обнажениях бортов долины, представленных гранитоидами, наблюдается высокая дислоцированность пород. Разлом в этом месте имеет простирание 90° и падение на север под углом $70-80^\circ$. Анализ штрихов скольжения по широтным и субширотным плоскостям показал преобладание двух типов подвижек –

левостороннего сдвига и взброса. При такой кинематике разлома субширотно ориентированный хребет Мунку-Сардык, скорее всего, является структурой клиновидного поднятия, которая "выдавливается" под действием тангенциального сжатия, вектор которого направлен субмеридионально. При этом во фронтальной части хребта (северное подножье, ограничивающее с юга Окинское плоскогорье) тоже должны формироваться взбросо-надвиговые деформации. Один из таких надвигов, деформирующий молодую пачку базальтовых лав с возрастом 2.6 млн лет, был обнаружен С.В. Рассказовым в зоне Ямаатинского разлома [Рассказов, 1990] (белый прямоугольник 2 на рис. 4.62 А). Из возраста деформированных базальтов следует, что надвиговые деформации моложе 2.6 млн лет, однако можно предположить, что надвиговые движения в этой зоне происходили и раньше. Структурные наблюдения [Рассказов, 1990] показывают, что воздымание тектонического блока, ограничивающего с юга Окинское плоскогорье в районе надвига, происходило с относительным перемещением его к северу. При этом горизонтальная амплитуда, рассчитанная по скважинам, составляет не менее 300 метров. Автор статьи [Рассказов, 1990] делает вывод, что надвиг активизировался в связи с нарастанием сжатия со стороны Северной Монголии, которое привело к блоковому торшению земной коры. В целом для хребта Мунку–Сардык, по результатам датирования базальтов на вершине и на его северном склоне, был рассчитан возраст начала поднятия и его скорость в течение последних 8.7 млн лет [Rasskazov et al., 2000]. Авторами приведенной работы показано, что в период 8.7–6.9 млн лет скорость поднятия хребта Мунку–Сардык составляла 0.25 мм/год, в период 6.9–2.8 млн лет – 0.06 мм/год, а в последние 2.8 млн лет – 0.03 мм/год. На основании своих исследований авторы делают вывод о том, что последний этап горообразования, связанный с поднятием отдельных высоких хребтов Восточного Саяна, начался около 9 млн лет назад [Rasskazov et al., 2000]. Массовые датировки базальтовых лав юго–западной части Окинского плоскогорья [Рассказов и др., 2000] показали, что проявление базальтового вулканизма, длившегося на протяжении 10 млн лет, прекратилось 1.9 млн лет назад.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в южной части Восточного Саяна активное поднятие горных массивов началось в позднем миоцене и сопровождалось продолжающимся вулканизмом, проявление которого закончилось в раннем плейстоцене. Хребет Мунку–Сардык сформировался вдоль южной границы Окинского плоскогорья, как структура клиновидного поднятия, за последние 8.7 млн лет, при этом скорость вертикальных движений при формировании хребта снизилась в четвертичное время на порядок по сравнению с поздним миоценом. Если грубо рассчитать скорость горизонтальных (левосдвиговых) движений в южном подножье хр. Мунку–Сардык (из максимальной амплитуды позднечетвертичных смещений в 70 метров [Аржанникова и др., 2003b]), то, даже если разделить эту амплитуду на весь указанный промежуток времени, она составит порядка 0.7 мм/год, что в два раза превышает скорость вертикального поднятия хребта в этот период. При этом такая скорость сопоставима с горизонтальной скоростью смещения, рассчитанной для Мондинского разлома (см. выше). Оба этих разлома являются северной границей Хамар-Дабанского блока, смещающегося в восток-северо-восточном направлении (рис. 4.65).

О позднекайнозойской активизации горообразования в районе Саян, а также Хамар–Дабана и Хангая свидетельствуют работы [Ярмолюк, Кузьмин, 2006; Ярмолюк и др., 2008], основанные на данных по изменению морфологии датированных лавовых потоков. Так, авторами установлено, что на рубеже около 3 млн лет назад платообразующие излияния в вышеуказанных районах сменились долинными, что является свидетельством начала роста горных систем и формирования современной речной сети. Для Восточного Саяна наиболее древние долинные базальты имеют возраст 2.8 млн лет, для Хамар–Дабана – 3.1 млн лет, для южного Хангая 2.9 млн лет [Ярмолюк, Кузьмин, 2006]. По данным [Ivanov and Demonterova, 2009] возраст долинных базальтов для Восточного Саяна удревняется до 5 млн лет, на основании чего авторы выделяют последний этап кайнозойского горообразования с началом 5 млн лет назад. Таким образом, возраст последнего этапа горообразования в Восточном Саяне по данным разных авторов варьирует от 5 до 9 млн лет. Надо отметить, что этот

возраст хорошо согласуется с периодом активного горообразования в Гобийском и Монгольском Алтае, имевшим место 5 ± 3 млн лет назад, который рассматривается, как результат удаленного воздействия Индо–Азиатской коллизии [Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007]. Временное соответствие начала активных тектонических деформаций в Восточном Саяне, а также в Гобийском и Монгольском Алтае, свидетельствует об едином источнике тектонических напряжений, ответственном за горообразовательные процессы на данном этапе. Автор придерживается мнения, что таким источником является Индо–Азиатская коллизия.

Северо–западнее описанных деформаций, в зоне Бийхемо–Тисского разлома, также происходит поднятие южного крыла, ярко выраженное в рельефе, которое в районе оз. Дозор–Нур достигает 500 метров (белый прямоугольник 3 на рис. 4.62 А) [Гросвальд, 1965]. Это перемещение происходило в постплиоценовое время, поскольку приведенная автором амплитуда измерялась по разнице отметок ложа разорванных базальтовых покровов соответствующего времени. Поскольку восточный отрезок Бийхемо–Тисского разлома не так хорошо проработан и, соответственно, выражен в рельефе, как западный, который заканчивается в районе пересечения разлома с долиной р. Оки, можно предположить, что прораствание Бийхемо–Тисского разлома в восточном направлении через Окинское плоскогорье происходило на более позднем этапе.

Северная граница Окинского плоскогорья контролируется Окино–Жомболокским разломом, отделяющим его от наиболее поднятого в этом районе хребта Кропоткина (см. рис. 4.62 А). Кинематика Окино–Жомболокского разлома по данным [Гросвальд, 1965] определяется как левосторонний сдвиг. В западном направлении Окино–Жомболокский разлом продолжается Азасско–Сенцким разрывным нарушением. По данным [Гросвальд, 1965] в постплиоценовое время по нему происходили взбросовые перемещения. Так, северный фас хр. Улуг–Арга поднят по Азасско–Сенцкому разлому более чем на 700 метров (белый прямоугольник 4 на рис. 4.62 А). Авторы работы [Чипизубов, Серебренников, 1990]

на основе изучения палеосейсмодислокаций в зоне Окино–Жомболокского разлома делают вывод о его сбросо–сдвиговой кинематике на неотектоническом этапе. По результатам структурно–геологических исследований этой зоны разлома [Парфеев, Саньков, 2006b], большинство реконструированных полей напряжений характеризуют режим чистого сдвига в условиях транспрессии с северо–восточным направлением оси сжатия. Реконструкции производились по трещиноватости в активной зоне деформаций и согласуются со смещениями элементов рельефа позднеплейстоцен–раннеголоценового возраста. Для уточнения кинематических характеристик Окино–Жомболокского разлома нами были проведены структурно–геоморфологические и палеосейсмогеологические исследования в его зоне, результаты которых представлены в следующем подразделе.

4.3.2.3. Молодые деформации в зоне Окино-Жомболокского разлома

Окино-Жомболокский разлом имеет древнее заложение и сопровождается сложной системой сочлененных и субпараллельных разрывов, по которым интенсивно проявлены катаклиз, рассланцевание, милонитизация и пластические деформации. Северное крыло разлома представлено в рельефе хребтом Кропоткина, который возвышается над Окинским плоскогорьем в среднем на 400 метров. В позднем кайнозое по разлому происходили как вертикальные, так и горизонтальные левосдвиговые движения, с преобладанием скоростей тех или других на разных этапах. Преобладающие взбросовые перемещения по разлому привели к разрыву единой поверхности выравнивания, остатки которой широко представлены на Окинском плоскогорье, а также в хребте Кропоткина в виде плоских вершинных поверхностей на разных гипсометрических уровнях. При этом на южном склоне хребта наблюдаются фасеты, на первый взгляд свидетельствующие о сбросовой компоненте смещения (рис. 4.66). Однако фасеты характерны не для всей зоны Окино–Жомболокского разлома. Они локализованы вдоль его сегмента северо–восточного простираения и расположены в нижней части уступа, в долине р. Жомболок, ниже уровня Окинского плоскогорья. Это может свидетельствовать о том, что их формирование происходило на

более позднем этапе по отношению к преобладающим вертикальным движениям, приведшим к разному уровню выравнивания на разные гипсометрические уровни. Формированию фасет могли также способствовать ледники, заполнявшие долину в позднеплейстоценовое время.



Рис. 4.66. Фотография фасет во фронте хребта Кропоткина.

По субпараллельным ветвям разлома, расположенным немного севернее основного уступа, а также в его подножье, на делювиальном склоне наблюдаются четкие признаки левосдвиговой кинематики разлома. Так, в нижнем течении реки Ташалур–Жалга (левый приток р. Жомболок) наблюдается левосторонне сдвиговое смещение вдоль одной из ветвей Окино–Жомболокского разлома (рис. 4.67). Здесь разлом проходит по контакту между гранитами (северное крыло) и мраморами (южное). В зоне разлома мрамора брекчированы, имеются зоны очень тонкого дробления, до глинки трения. Вдоль зоны разлома по левостороннему сдвигу смещена долина водотока и прилегающие водоразделы, современная долина подпружена блоком кристаллических пород, при этом видимая амплитуда сдвига, замеренная по смещению левого борта р. Ташалур–Жалга, составляет 150 метров (рис. 4.67 с). В правом борту по зоне разлома также смещена позднеплейстоценовая морена, лежащая на деформированном кристаллическом основании (рис. 4.67 d). Этот сдвиг прослеживается и в соседних крупных долинах, что можно увидеть на космоснимке (рис. 4.67 а).

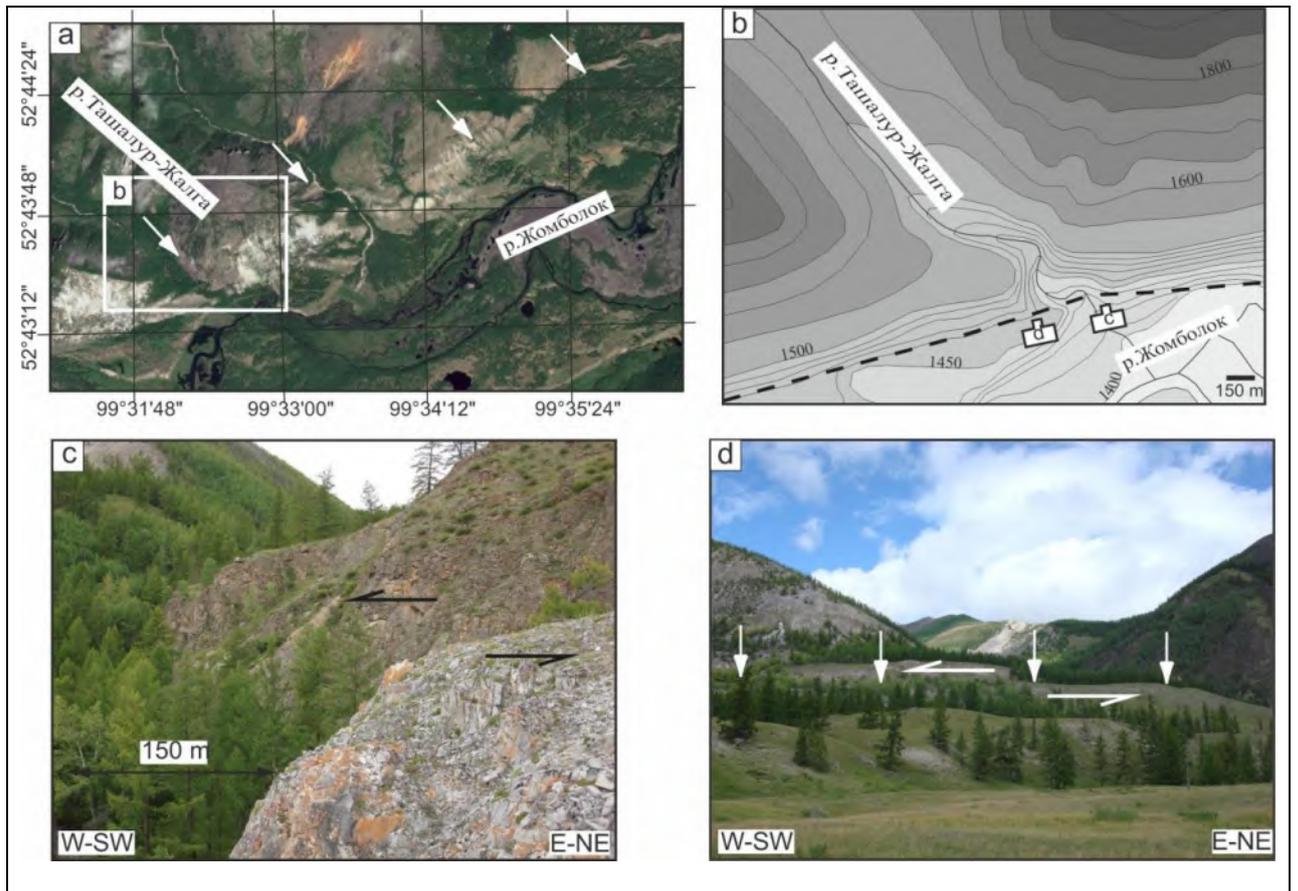


Рис. 4.67. Левосдвиговые смещения по Окино–Жомболокскому разлому. а – фрагмент космоснимка Landsat, белыми стрелками показан сегмент Окино–Жомболокского разлома, по которому наблюдаются описанные в тексте сдвиговые перемещения; б – морфология долины р. Ташалур–Жалга в районе пересечения с Окино–Жомболокским разломом; в – фотография смещенного по разлому левого борта вышеуказанной долины; д – деформация позднеплейстоценовой морены по Окино–Жомболокскому разлому.

Основные долины, пересекающие Окино-Жомболокский разлом, такие как долина Ташалур-Жалга, образовались в результате поднятия хребта Кропоткина, при транспрессивном тектоническом режиме. Однако их морфология и особенно тот факт, что ширина долин резко не меняется при пересечении с основным разломом, указывают на то, что в основной период их развития движения по Окино-Жомболокскому разлому были в основном вертикальными с небольшой горизонтальной составляющей. Значительное смещение позднеплейстоценовых морен означает, что горизонтальное движение по разлому увеличилось, по крайней мере, во время плейстоцена. На рис. 4.68 представлен геологический разрез, топографический профиль вдоль него и морфоструктурная интерпретация района Окинского плато, где формирование хребта Кропоткина происходит в виде положительной «цветковой» структуры вдоль системы разломов, заложенных с двух

сторон хребта. Развитие фасет, локализованных вдоль разломного сегмента северо-восточного простирания, также может быть следствием усиления сдвиговой составляющей смещения по разлому. Эта последняя гипотеза будет рассмотрена ниже.

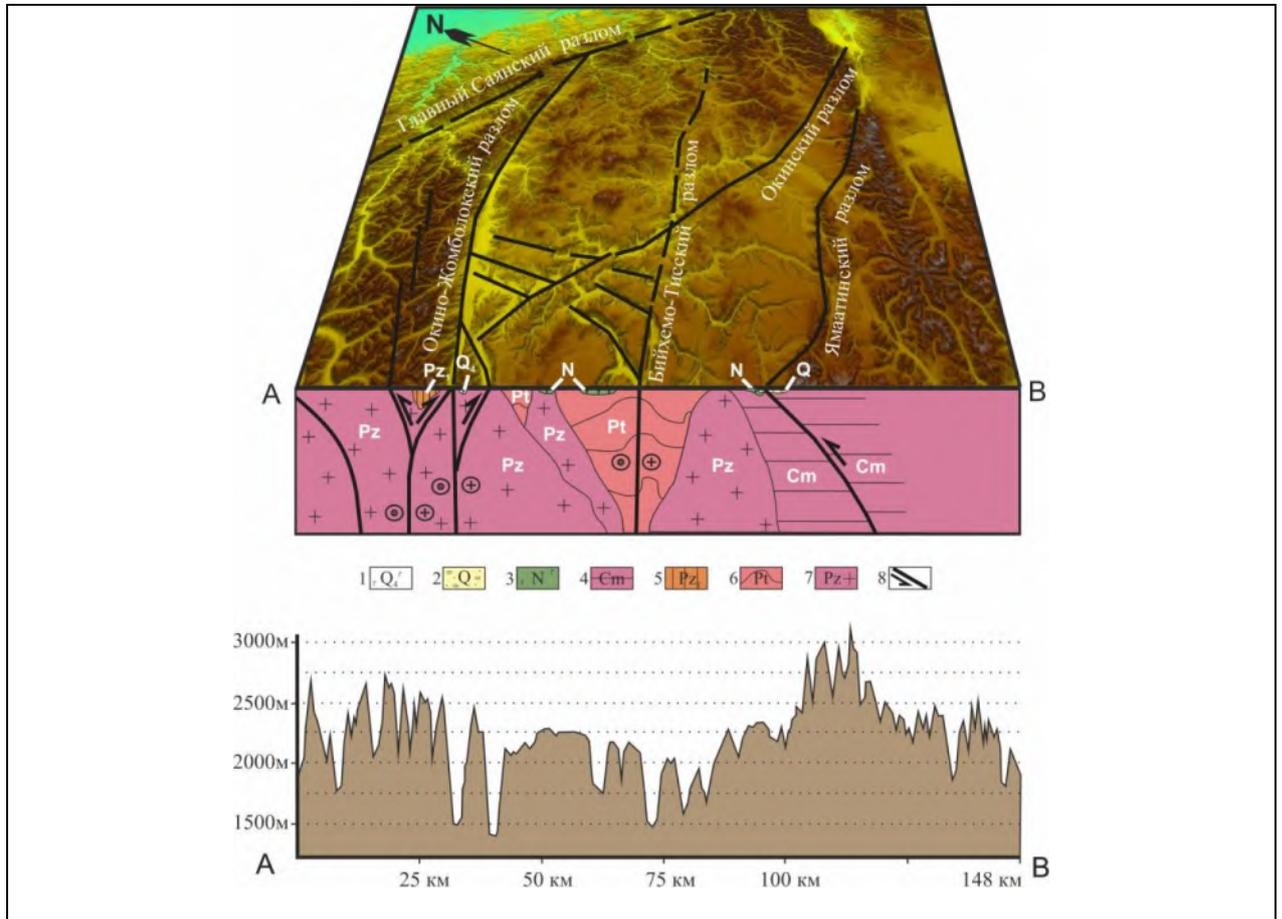


Рис. 4.68. Вверху: Общая тектоническая модель Окинского района между Окино-Жомболокской системой разломов и Ямаатинским разломом. 1 - голоценовые базальты, 2 - четвертичные отложения, 3 - третичные базальты, 4 - кембрийская серия, 5 - нижнепалеозойская серия, 6 - протерозойская серия, 7 - недифференцированные палеозойские гранитоиды, 8 - активные разломы. Внизу: Общий топографический профиль вдоль разреза (см. рис. 4.62 для определения местоположения профиля), построенный на основе топографических данных SRTM.

Палеосейсмогеологические исследования зоны Окино–Жомболокского разлома позволили выявить не описанный ранее молодой сейсмогенный разрыв на делювиальном склоне в подножье тектонического уступа между реками Булаг и Убалзан–Жалга (левые притоки р. Жомболок). В рельефе он выражен линейным выполаживанием склона, которое визуально можно принять за обратный уступ, расположенный параллельно основной зоне разлома (на этом отрезке ее простирание 55°) и пересекающий долины временных водотоков

с признаками левостороннего смещения (рис. 4.69). Серия долин смещена по разлому с различной амплитудой (от 7.5 до 16 метров). Вкрест простирания разрыва была заложена канава 5 м длиной и около 1.5 метров глубиной (место расположения канавы показано белым четырехугольником на рис. 4.69 а). В канаве обнаружены следы двух сейсмических событий, представленные в разрезе субвертикальными трещинами со смещением горизонтов на разных уровнях (рис. 4.70).

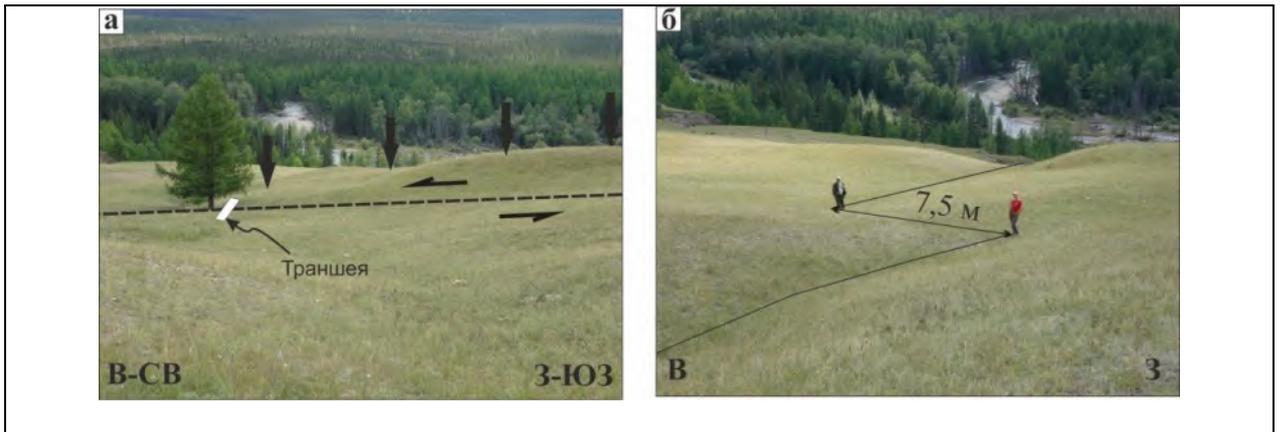


Рис.4.69. Обратный уступ и леводвиговое смещение временного водотока в зоне сейсмогенного разрыва. Уступ показан черными стрелочками, местоположение разлома - пунктирной линией.

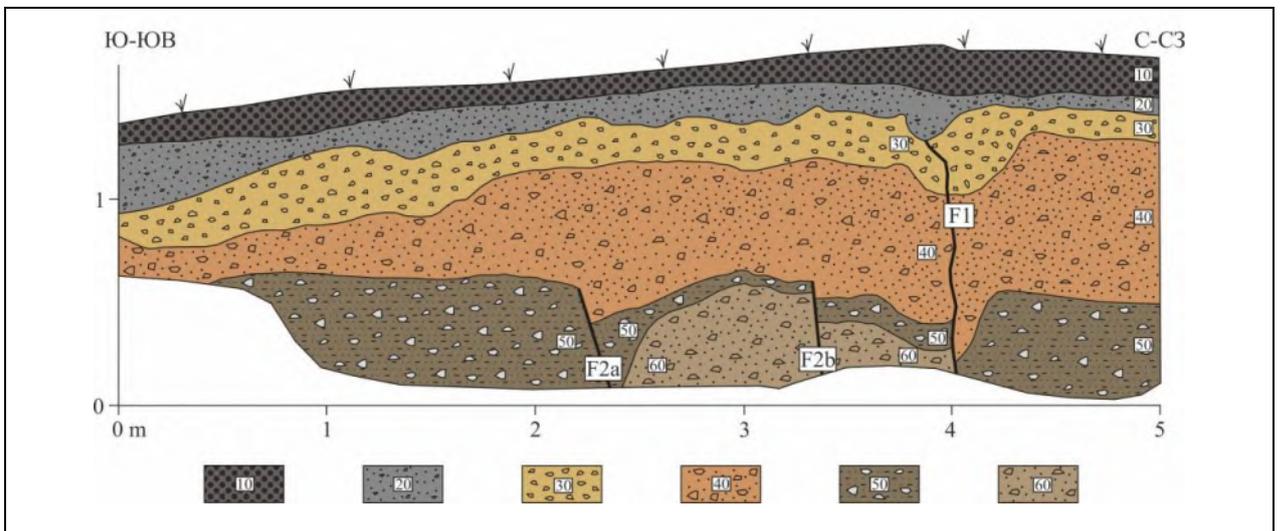


Рис. 4.70. Документация запад-югозападной стенки канавы на обновленном участке Окино-Жомболокского разлома. Жирными линиями нарисованы разрывы: F1 – разрыв, образовавшийся при более молодом сейсмическом событии, которое произошло во время накопления горизонта 20; F2a и F2б – эти разрывы фиксируют более древнее событие, произошедшее во время накопления горизонта 40. Горизонты, представленные в разрезе: 10 – почва, 20 – песчано-почвенные отложения с обломками дресвы, 30 – высококарбонатизированные песчано-дресвяно-гравийные отложения, 40 – гравийные отложения с мелкопесчаным высококарбонатизированным цементом, 50 – гравийные отложения с песчано-глинистым цементом, 60 – гравийно-песчаные отложения.

Резкое изменение мощности пачек по простиранию на уровне разрывов является признаком сдвиговой компоненты смещения при палеоземлетрясении [McCalpin, 2009]. Говорить о вертикальной составляющей по разрезу затруднительно, поскольку видимые вертикальные деформации могут быть следствием и чисто горизонтального перемещения по крутопадающим разрывам. Выполаживание склона в месте пересечения с разрывом может являться морфологическим признаком взбросовой компоненты смещений, однако мы не можем этого утверждать, поскольку никаких дополнительных признаков взбросовых деформаций в районе сейсмогенного разрыва выявлено не было.

Таким образом, результаты исследований показали, что деформации по Окино–Жомболокскому разлому на начальном этапе формирования хребта характеризовались преобладанием вертикального типа смещений, что привело к поднятию северного крыла относительно южного в среднем на 400 метров. Для более позднего этапа (как минимум, позднечетвертичного) характерно усиление левосторонних сдвиговых смещений, играющих в настоящее время определяющую роль в краевых деформациях хребта Кропоткина. Причем для сегмента разлома с северо–восточным простиранием сдвиговые перемещения сопровождаются локальными сбросовыми деформациями.

4.3.2.4. Разломно-блоковое строение и деформационный режим юго-восточной части Восточного Саяна

На основе цифровой модели рельефа SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) с применением методики выявления блоковых структур по топографии [Орлова, 1975] была составлена схема разломно–блокового строения для юго–восточной части Восточного Саяна (рис. 4.71). Методика построения схемы разломно–блокового строения заключается в выделении и оконтуривании блоков с различными абсолютными высотами, при этом минимальная учитываемая разница высот, рекомендованная в вышеуказанной методике, для молодых горных систем составляет 200 метров. Для выделения блоков выбирались опорные высоты, гипсометрия которых не изменена кардинально денудацией, такие, как абсолютные

отметки водоразделов, тектонических ступеней и равнинных участков, при этом отметки склонов и речных долин не учитывались. Разграничение блоков проводилось по подножью склонов, спрямленным участкам речных долин, перегибу склона, отделяющему от него тектоническую ступень, по линейному расположению седловидных перегибов или уступов нескольких водоразделов. При этом параллельно проводилось выделение разрывных нарушений, проявивших активность в процессе формирования горной системы, и, поэтому, ярко выраженных в рельефе. Сочленения разновысотных участков, совпадающие с выделенными разломами, являются границами тектонических блоков. В случаях, где границы блоков не совпадают с разрывными нарушениями, перепад высот, возможно, связан с эрозионной составляющей.

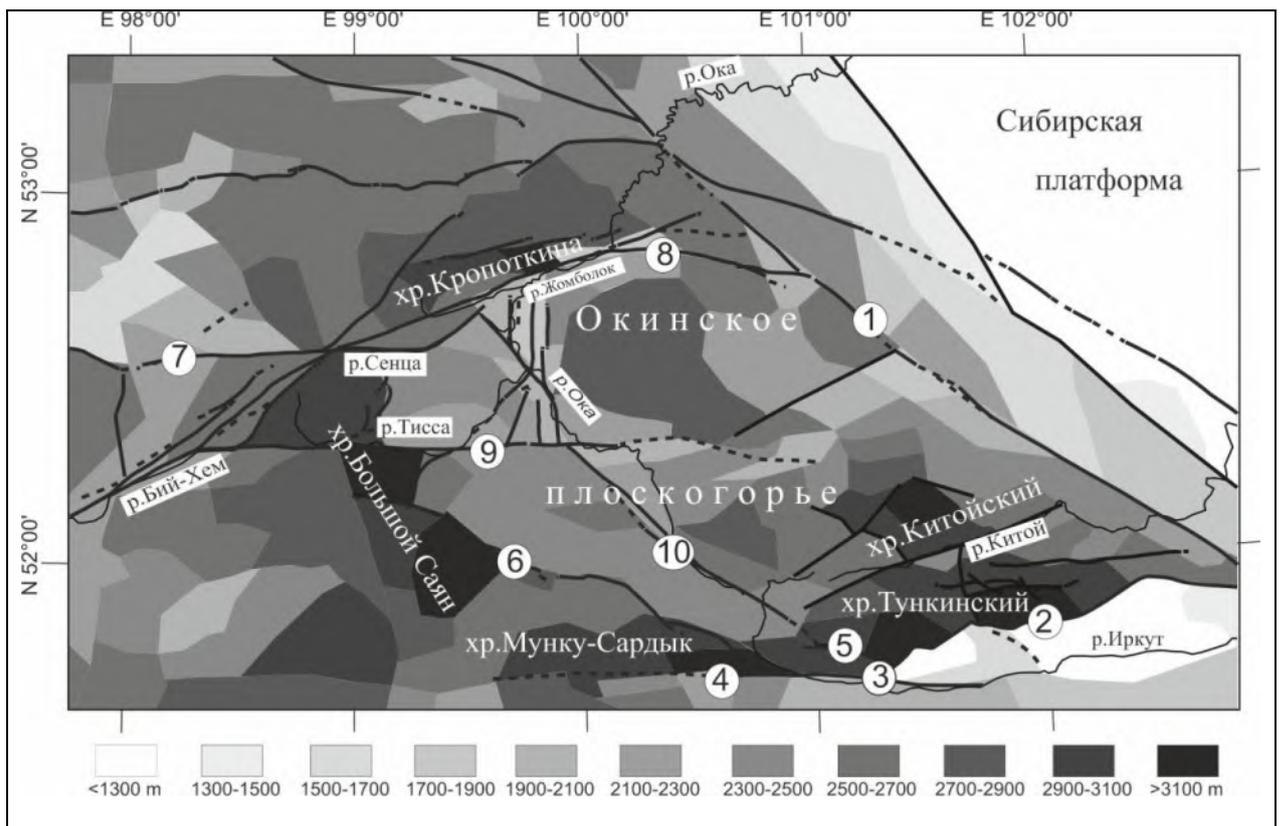


Рис. 4.71. Схема разломно–блокового строения юго–восточной части Восточного Саяна. Цифрами в кружках обозначены главные морфоконтролирующие разломы (названия разломов см. в подписях к рис. 4.62).

Анализ составленной схемы разломно–блокового строения (рис. 4.71) показывает, что вертикальные движения играли немаловажную роль в формировании рельефа Восточного

Саяна. Амплитуды вертикальных перемещений блоков относительно Сибирской платформы (абсолютные отметки которой в зоне сочленения с Восточным Саяном находятся на уровне 700–800 метров) составляют от 1400 м (для наиболее низкой части Окинского плоскогорья) до 2400 м (для наиболее высоких хребтов, таких, как Тункинский, Китойский, Кропоткина, Мунку–Сардык и Большой Саян). Внутри Саянского массива разброс в гипсометрических уровнях единой поверхности выравнивания, сохранившейся на Окинском плоскогорье и частично на вершинах хребта Кропоткина, составляет в среднем 400 метров.

Окинское плоскогорье занимает центральную часть изучаемой территории и является невысоко поднятым относительно обрамляющих его горных хребтов межгорным плато. В рельефе Окинского плоскогорья четко выделяются два основных блока – восточный и западный, разграниченных структурой север–северозападного простирания. Она проходит вдоль долины реки Оки, и в рельефе выглядит как протяженное разрывное нарушение (рис. 4.72). Оно не выделено, как таковое, на картах и не описано в литературе, что не характерно для разломов такого ранга. Однако четкие морфологические признаки (цепочка линейно вытянутых элементов рельефа вдоль всей структуры и разновысотность блоков, которые она разграничивает) позволяют идентифицировать ее как разрывное нарушение, которое мы будем называть Окинским. Восточный блок Окинского плоскогорья в целом поднят относительно западного. При этом разница высот в основном относится к максимальным вершинам, которые находятся для западного блока на высоте 2514–2522 м, а для восточного – на высоте от 2700 до 2900, максимальная 2905 м. Поднятие восточного блока более чем на 300 метров относительно западного частично объясняет его большую эрозионную расчлененность. Другой причиной может являться более наклонное положение восточного блока относительно западного, что обуславливает более быстрое развитие дренажной сети. Еще одним вариантом объяснения большей эрозионной расчлененности восточного блока является то, что его речная сеть не была блокирована ледниками во время позднеплейстоценовых оледенений, тогда как вокруг западного блока повсеместно распространены моренные отложения. Стояние ледников в долинах создавало более высокий

базис эрозии для западного блока, чем для восточного, что уменьшало интенсивность эрозионных процессов.

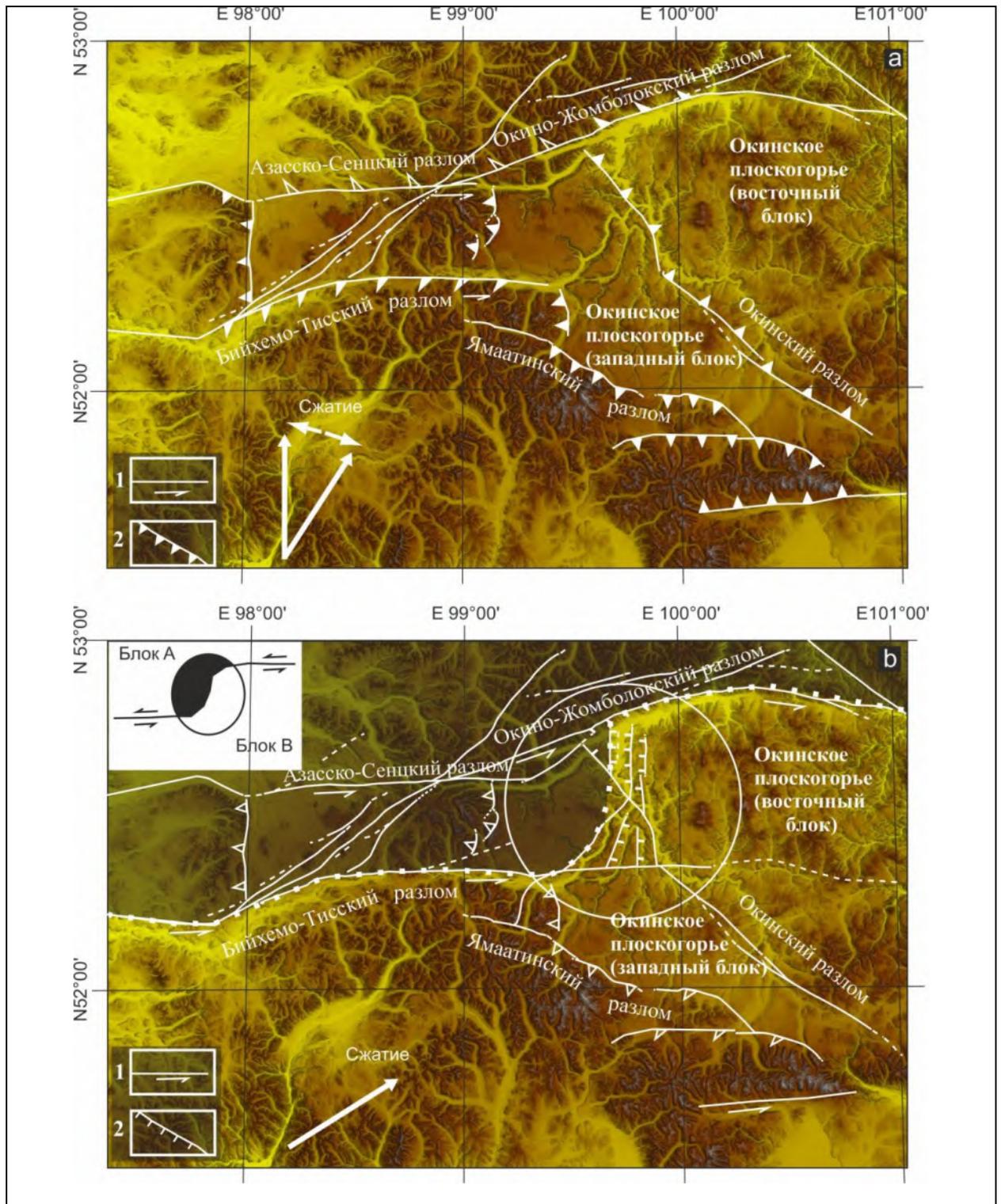


Рис. 4.72. а - схема кинематики главных разломов юго-восточной части Восточного Саяна на этапе активизации горообразования (начиная с позднего миоцена). б - схема кинематики главных разломов юго-восточной части Восточного Саяна на позднечетвертичном этапе, показывающая зону растяжения, образовавшуюся в области перехода между Бийхемо-Тисским и Окино-Жомболокским разломами. Точечной линией на схеме показано местоположение границы между блоками А и В (см. врезку). Жирные белые стрелки показывают возможный диапазон направления главного вектора сжатия. 1 - сдвиги, 2 - взбросы и надвиги.

Поднятие восточного блока более чем на 300 метров может быть обусловлено взбросовой кинематикой Окинского разлома на этапе позднеплиоценовой активизации горообразования. Это является вполне логичным, поскольку Окинская структура расположена субпараллельно надвиговому фронту, проходящему по юго-западной границе Окинского плоскогорья. Вероятно, западный блок при этом выступал как жесткая структура и практически не деформировался тогда, как восточный поднялся по зоне Окинского разлома более чем на 300 метров.

Несмотря на свою внутреннюю делимость, Окинское плато выступает единым крупным блоком среди окружающих его горных хребтов, минимально нарушенным разрывными нарушениями (это касается не только морфоконтролирующих, но и более древних, не активизированных в кайнозое разломов). В геологическом отношении Окинское плоскогорье представляет собой комплекс осадочно-вулканогенных образований архейско-протерозойского возраста, при этом обрамляющие его хребты сложены в основном палеозойскими породами (см. рис. 4.62 Б). Окинский блок является своеобразным упором для реализации деформаций сжатия, которые сконцентрировались по его обрамлению, формируя высокогорный рельеф. Деформации реализуются в зонах с повышенной раздробленностью земной коры в виде взбросо-надвиговых структур.

Схема разломно-блокового строения (рис. 4.71) показывает, что наиболее высокие горные хребты юго-восточной части Восточного Саяна формировались вдоль зон субширотных и северо-западных разломов по границам Окинского плоскогорья, что свидетельствует о долговременных сжимающих напряжениях и латеральном сокращении коры с выдавливанием горных массивов на границах более жесткого блока в меридиональном и северо-восточном направлениях. Об этом же свидетельствует и геометрия тектонических блоков – основные горные хребты имеют вытянутую форму и ориентированы как раз поперек указанного направления основных сжимающих усилий.

Горизонтальные движения в центральной части Саянского горного массива реализовывались в виде левосторонних сдвигов по тем же субширотным разломам, которые, после сочленения с Главным Саянским, аккумуляровали сдвиги по последнему.

Сочетание плиоцен–четвертичных надвигов и сдвигов указывает на транспрессионный режим деформирования во время формирования основного рельефа, геометрия и кинематика разломов – на субмеридиональное или северо–восточное направление сжимающих усилий. В эту схему не укладываются только транстензионные деформации по зоне Окино–Жомболокского разлома, а также четко выявляемая на схеме разломно–блокового строения область опускания в зоне сочленения Окинского и Окино–Жомболокского разломов (назовем ее Окинской зоной растяжения, см. рис. 4.62 А). Для формирования высокогорного рельефа хребта Кропоткина необходимы сжимающие усилия субмеридионального направления, которые бы обусловили поднятие субширотного хребта относительно Окинского плоскогорья. На самом деле, Окинское плоскогорье тоже испытывало поднятие, однако скорость его воздымания меньше, чем у окружающих его хребтов. Если в случае южного и западного горного обрамления хребты надвигались на Окинское плоскогорье, о чем было изложено выше, то в случае с хребтом Кропоткина, надвиги не имеют яркого выражения в рельефе. В условиях сжатия этот хребет должен был формироваться в виде клиноводного поднятия, поскольку он с двух сторон ограничен параллельными субширотными разломами. Скорее всего, на этапе активизации надвиговых деформаций по границам Окинского плоскогорья (в конце миоцена – плиоцене) так и происходило. При субвертикальном падении сместителя Окино–Жомболокского разлома, вполне вероятно, что на глубине он имеет падение на север, и по нему преобладали взбросовые вертикальные движения. Они и привели к формированию разновысотных блоков хребта Кропоткина и Окинского плоскогорья. На вершинах хребта находятся остатки поверхности выравнивания, возможно, той же самой, которой представлена большая часть Окинского плоскогорья. Сдвиговые же деформации реализовывались в то время, в основном, по западным сегментам субширотных разломов – Азасско–Сенцкому и Бийхемо–Тисскому,

которые переходили в субмеридиональные надвиги на границе с Окинским плоскогорьем (рис. 4.72 а).

Имеющиеся в наличии морфотектонические данные не позволяют сказать, сколько длился этап активного надвигообразования. Мы можем только констатировать и попытаться объяснить усиление и преобладание в позднечетвертичное время левосдвиговых движений по Окино–Жомболокскому разлому (со сбросовой компонентой на одном из сегментов) и формирование Окинской области растяжения, наблюдаемой в современном рельефе. При этом, как раз Окинскую область растяжения и ограничивает с севера сбросо–сдвиговый сегмент Окино–Жомболокского разлома.

Мы полагаем, что на последнем этапе развития направление действия максимальных сжимающих напряжений для данного района изменилось с север-северо-восточного на восток–северовосточное. Вероятно, причиной этого стало перераспределение касательных напряжений, действующих на границах геоблоков. Косое давление с юго–запада привело к усилению сдвиговых деформаций по субширотным разрывным нарушениям и "прорастанию" в восточном направлении Азасско–Сенцкого и Бийхемо–Тисского разломов (рис. 4.72 б). При этом первый соединился в одну систему с Окино–Жомболокским, и, таким образом, сдвиговые деформации по Азасско–Сенцкому разлому, которые ранее реализовывались в субмеридиональном надвиге на границе с Окинским плоскогорьем, начали передаваться в восточном направлении по Окино–Жомболокскому разрывному нарушению. "Прорастание" Бийхемо–Тисского разлома произошло вплоть до пересечения с перпендикулярно расположенной ослабленной зоной вдоль субмеридионального отрезка долины р. Оки. Восточнее этой зоны сдвиговые деформации, так же, как и в случае с Азасско–Сенцким разломом, переходят в сдвиги по северному Окино–Жомболокскому разлому. В данной ситуации это объясняется тем, что восточное продолжение самого Бийхемо–Тисского разлома еще недостаточно проработано и не имеет единого магистрального шва. В области перехода от Бийхемо–Тисского к Окино–Жомболокскому разлому происходит перераспределение напряжений и формирование меридиональной

депресссионной зоны с опусканием отдельных блоков до 800 метров относительно поверхности Окинского плоскогорья. Если схематически представить блоки, разделенные образовавшейся системой разломов (см. врезку к рис. 4.72 б), то Окинская зона растяжения формируется в области S – образного изгиба северной и северо–западной границы движущегося в восточном направлении блока В. При этом сбросовые деформации, проявленные, наряду со сдвиговыми, на данном сегменте Окино–Жомболокского разлома, являются локальными и связаны, во–первых, с северо–восточным простирианием сегмента, а во–вторых – с преобладанием растягивающих напряжений в зоне формирования депрессии.

Таким образом, после "прораствания" Бийхемо–Тисского разрывного нарушения до зоны Окинского разлома, они объединяются в единую структуру с Окино–Жомболокским разломом, по которому в позднечетвертичное время усилились левосдвиговые деформации. Зафиксированная на одном из его отрезков накопленная амплитуда сдвиговых перемещений составляет 150 м (см. выше). При этом зона перехода от Бийхемо–Тисского разлома к Окино–Жомболокскому начала опускаться и в настоящее время представляет собой область растяжения со множеством сбросовых разломов, ограничивающих опускающиеся ступени. Именно к этой области присдвигового растяжения (pull-apart) и приурочены голоценовые транстенсионные деформации [Чипизубов, Серебренников, 1990] в зоне Окино–Жомболокского разлома и фасеты на склоне хребта Кропоткина. Таким образом, деформации растяжения в пределах Окинской зоны напрямую связаны со сдвиговыми смещениями по Бийхемо-Тисскому и Окино-Жомболокскому разломам, а не с какими-либо региональными процессами растяжения, отвечающими за раскрытие БРС.

Такой же присдвиговой областью растяжения является район активной вулканической деятельности, расположенный в западной части описываемых структур – Азасское лавовое плато и вулканы пади Хи–Гол (рис. 4.73). Эти районы деформируются в условиях относительного растяжения или транстенсии, при которых возможно раскрытие магмоподводящих трещин по зонам глубинных разломов. Одним из таких разрывных нарушений является Оросойский разлом, обрамляющий с северо–запада хребет Кропоткина.

В юго–западной своей части он сочленяется с Окино–Жомболокским разломом, в северо–восточной – постепенно затухает. По данным [Объяснительная..., 1975] в позднечетвертичный период юго–западный участок зоны явился подводющим каналом для базальтовой лавы. Действительно, некоторые шлаковые конусы голоценовых вулканов района пади Хи–Гол в Восточном Саяне находятся в осевой зоне этого разлома.

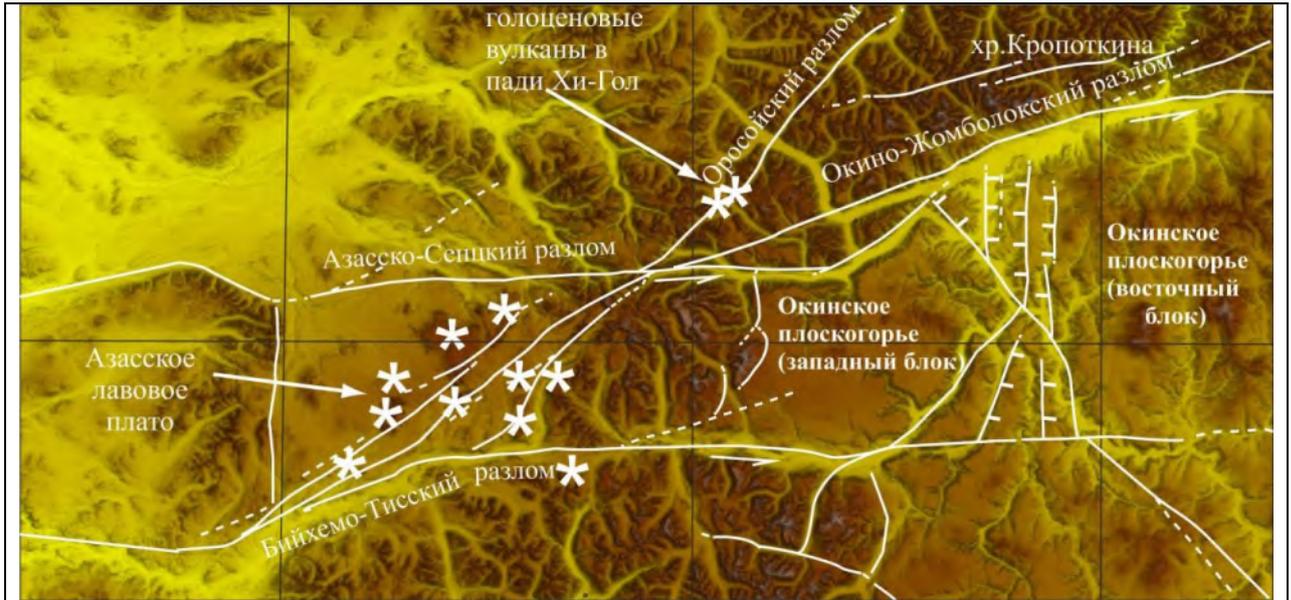


Рис. 4.73. Районы активной вулканической деятельности, представленные Азасским плато и голоценовыми вулканами пади Хи–Гол. Основные вулканические постройки обозначены белыми звездочками.

Юго–западным продолжением Оросойского разлома является система параллельных разрывных нарушений, рассекающих Азасское лавовое плато (см. рис. 4.73), которое начало формироваться в миоцене и продолжалось до конца плейстоцена [Рассказов и др., 2000; Сугоракова и др., 2003; Ярмолук и др., 2001]. К ним приурочена целая серия вулканических построек, образовавшихся в разное время указанного периода. Примечательно, что очаги лавовых излияний на Азасском плато приурочены не к основным субширотным разломам, по которым происходит перемещение блоков на данной территории, а к второстепенным разрывам северо–восточного простирания, диагонально ориентированным по отношению к главным. На этот факт указывал еще М.Г. Гросвальд [1965], отмечая, что северо–восточное

простираение магмовыводящих разрывов согласуется с направлением трещин отрыва, возникающих при левых сдвигах по субширотным разломам. Последние, в сочетании с надвиговыми деформациями, могли провоцироваться только латеральными сжимающими напряжениями, направленными косо – под острым углом к простираению разломов. Признаки такого сжатия наблюдаются даже непосредственно в районе проявления вулканизма. Так, в разрезе осадочных отложений по долине р. Дула–Холь–Тонма на Азасском плато толща валунно–галечных и песчаных осадков предположительно плиоценового возраста смята в систему пологих складок с общим падением на юго–запад 210° [Грачев, Лопатин, 1978] (этот район обозначен квадратом 5 на рисунке 4.62). То есть, признаки позднекайнозойского северо–восточного сжатия наблюдаются не только на границах Окинского плоскогорья, выступающего упором при продвижении деформаций сжатия со стороны Северной Монголии, но и непосредственно в районах формирования магмовыводящих разрывов, которые характеризуются как области преобладающих деформаций растяжения. Это свидетельствует о том, что для Восточного Саяна деформации сжатия и сдвига со сжатием начиная с конца миоцена носят региональный характер, тогда как деформации растяжения являются локальными и приурочены к разломам, расположенным вдоль или под острым углом к направлению основных сжимающих напряжений (рис. 4.74). Региональный характер транспрессивных деформаций подтверждают и результаты реконструкции локальных полей напряжений Саянского горного массива, Тувинского поднятия и юго–западного фланга Байкальской рифтовой зоны [Парфеевец и др., 2002]. Авторы указанной работы пришли к выводу, что начиная с позднего миоцена для данной территории характерно транспрессивное поле напряжений, вначале с СЗ, а затем с СВ направлением оси сжатия.

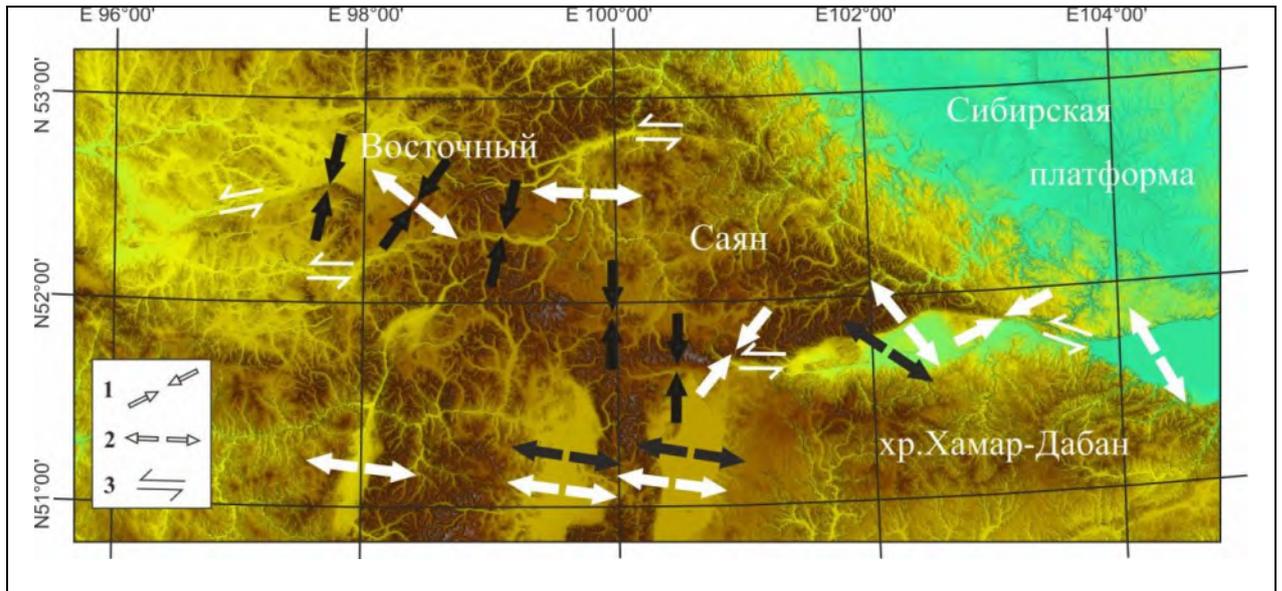


Рис. 4.74. Деформационный режим юго-восточной части Восточного Саяна и прилегающей территории. 1, 2 – места, где расположены описанные в литературе структуры сжатия (1) и растяжения (2) с направлением локальных сжимающих и растягивающих напряжений (черными стрелками обозначены деформации первого тектонического этапа, начавшегося в позднем миоцене, белыми - позднечетвертичные деформации); 3 – разломы с преимущественно сдвиговой кинематикой в позднечетвертичное время.

В работе [Демонтерова, Иванов, 2002] была предпринята попытка оценить направление действия максимальных сжимающих напряжений по преимущественной ориентировке даек на Азасском лавовом плато. Авторы сделали вывод об изменении простирания даек во времени и, соответственно, изменении направления сжимающих напряжений, поскольку дайки обычно ориентированы по направлению сжатия. Дайки с возрастом 1.2–0.7 млн лет внедрялись с разбросом ориентировок от северо-западных до северо-восточных с преобладанием север-северо-восточного простирания. В последние 0.6 млн лет направление даек меняется на восток-северо-восточное. Эти исследования в целом подтверждают наше предположение об изменении направления действия сжимающих усилий и преобладания на позднечетвертичном этапе развития сжатия восток-северо-восточного направления, при котором по субширотным разломам развивались преимущественно сдвиговые деформации. При этом на более раннем этапе направление сжатия варьировало от север-северо-восточного до субмеридионального (и даже до северо-

западного), в результате чего преобладали надвиги, как по северо–западным, так и по субширотным разломам.

Таким образом, вышеизложенные данные свидетельствуют в пользу удаленного влияния коллизионных процессов на формирование деформаций в юго–восточной части Восточного Саяна, активное проявление которых отмечается с конца миоцена. При этом деформации растяжения являются локальными и сопутствуют зонам главных морфоконтролирующих разломов, таких, как Окино–Жомболокский, Тункинский, Бийхемо–Тисский, которые представляют собой восточные окончания более крупных субширотных сдвиговых структур, протягивающихся на запад за пределы Байкальского рифта. Перемещение южных крыльев по левым сдвигам в условиях транспрессии приводит в одних случаях к реализации взбросо–сдвиговых деформаций по субширотным разломам (как, например, Мондинский и Ихе–Ухгуньский), в других – к присдвиговому растяжению по поперечным разломам (Азасское вулканическое поле или Окинская зона растяжения).

4.3.2.5. Заключение

Морфотектонический анализ изучаемой территории показал, что в целом формирование современных хребтов Восточного Саяна происходило в транспрессивном деформационном режиме с преобладанием на отдельных этапах вертикальных либо горизонтальных перемещений по основным морфоконтролирующим разломам. В формировании позднемиоцен–четвертичных деформаций выделяется два этапа. В течение первого этапа преобладают вертикальные движения вместе с небольшими горизонтальными смещениями. Происходит активизация древних надвигов на южной границе Окинского плоскогорья с северным и северо–восточным направлением смещений, что свидетельствует о начале деформационного процесса в условиях северо–восточного сжатия [Рассказов, 1990; Rasskazov et al., 2000]. Этот этап как раз соответствует периоду активизации горообразования в Северной Монголии, который рассматривается, как результат удаленного воздействия Индо–Азиатской коллизии, вызвавшего к концу миоцена – началу плиоцена

формирование гор Гобийского и Монгольского Алтая [Jolivet et al., 2007; Vassallo et al., 2007]. На юге Восточного Саяна этот этап характеризуется формированием основных хребтов по границам Окинского плато. В Тункинской системе впадин в это время господствовал транстенсивный режим с формированием мощных пачек осадочных отложений. Во второй, позднечетвертичный, этап характер деформаций изменился, и большая часть смещений была компенсирована левосторонними движениями по субширотным разломам. В Тункинской системе впадин произошла инверсия вертикальной компоненты смещения со сбросовой на взбросовую на Мондинском разломе и на субширотном отрезке Тункинского разлома.

Существующие в Восточном Саяне области с преобладающими в четвертичное время деформациями растяжения не являются результатом влияния процессов активного рифтогенеза Байкальской рифтовой зоны. Местоположение и геометрия опущенных блоков и магмовыводящих разрывов свидетельствуют о том, что они формируются, как структуры присдвигового растяжения и имеют локальный характер, тогда как собственно сдвиги, а также надвиги, проявлены повсеместно и играют главную роль в развитии юго-восточной части Восточного Саяна. Важная роль транспрессивных деформаций в регионе также подтверждается данными структурно-геологических исследований [Парфеев и др., 2002]

Геометрия и кинематика основных разломов исследуемой территории свидетельствуют о северо-восточном (в целом) направлении сжимающих усилий, что соответствует вектору распространения деформаций, связанных с Индо-Азиатской коллизией. Такое поле напряжений способствовало формированию взбросо-сдвиговых деформаций по основным морфоконтролирующим разломам. При этом на раннем этапе активизации горообразования, который начался в конце миоцена, направление сжатия варьировало от субмеридионального до север-северо-восточного, в результате чего преобладали надвиги, как по субширотным, так и по северо-западным разломам. На позднечетвертичном этапе направление действия сжимающих усилий для данного района

склоняется к северо-восточному, в результате чего по субширотным разломам, таким как Окино-Жомболокский, стали преобладать левосторонние сдвиговые перемещения.

4.3.3. Забайкальская область растяжения

Забайкальская область растяжения представлена системой впадин северо-восточного простирания на фундаменте Амурской плиты, отодвигающейся в юго-восточном направлении от края Сибирской платформы, вдоль которого развивается Байкальская рифтовая система [Calais et al., 2003 и др.]. Тогда как различные процессы, связанные с Байкальским рифтогенезом, широко изучены и опубликованы (см. ссылки в соответствующем разделе), кайнозойское растяжение в пределах забайкальской части Амурской плиты до сих пор изучено слабо. Описанные в литературе немногочисленные кайнозойские деформации [Сейсмотектоника..., 1968; Ласточкин, 1982; Чипизубов и др., 2002; Лунина, Гладков, 2009, Смекалин и др., 2019] расположены вдоль разломов, унаследованных от предшествующего этапа мелового растяжения в пределах меловых впадин Забайкалья. Согласно небольшому распространению и мощности неоген-четвертичных осадков, амплитуды неотектонических движений в пределах меловых впадин были незначительными. Современная сейсмичность в Западном Забайкалье имеет рассеянный характер, механизмы очагов наиболее крупных событий показывают разные типы деформаций – от сбросовых, характерных для центральной части Байкальского рифта, до сдвиговых и взбросовых, с преобладающей северо-восточной ориентировкой осей сжатия и северо-западной – растяжения [Radziminovich et al., 2013; Смекалин и др., 2019]. Данные GPS-наблюдений показывают смещение забайкальских пунктов в юго-восточном направлении со скоростями 3.1-3.8 мм/год [Саньков и др., 2014].

Самой изученной с точки зрения палеосейсмологии является Гусиноозерская впадина, наиболее близко расположенная к Байкальскому рифту и имеющая наиболее яркую геоморфологическую выраженность из всех впадин Забайкалья [Ласточкин, 1982; Чипизубов и др., 2002; Смекалин и др., 2019]. В последней работе представлены данные о двух

палеоземлетрясениях с магнитудой 7.0-7.3, произошедших в зоне Хамбинского разлома не ранее 4 тыс. лет и не позднее 6 тыс. лет, соответственно. Кинематический тип деформаций, ранее определенный как сбросовый [Чипизубов и др., 2002], по пересмотренным данным определяется как правосторонний взбросо-сдвиг, с плоскостью разлома, падающей в северо-западном направлении (в сторону Хамбинского хребта) [Смекалин и др., 2019].

Другие впадины Забайкалья с точки зрения палеосейсмологии на современном уровне не изучены, хотя в их пределах были выделены несколько палеосейсмодислокаций [Сейсмотектоника..., 1968; Ласточкин, 1982]. Дешифрирование детальных космоснимков и цифровых моделей рельефа на территорию Забайкалья позволили выявить ранее не описанные сейсмогенные деформации на двух участках с разными морфоструктурными характеристиками. Первый участок (Мылинская впадина) расположен в достаточно активной области в зоне Темникского разлома, являющегося юго-восточной границей хр. Хамар-Дабан. Второй принадлежит к Хилокскому разлому в северном борту Хилокской впадины, где нет большого превышения в рельефе между хребтом и впадиной (см. местоположение на рис. 4.1). Мы провели комплекс морфотектонических и палеосейсмологических исследований на этих участках с целью обнаружения и датирования палеоземлетрясений, установления позднечетвертичной кинематики разломов и скорости движения по ним. Работы включали построение детальных цифровых моделей рельефа зон деформаций для оценки амплитуд смещения, вскрытие разломов траншеями и датирование смещенных элементов рельефа и деформированных почвенных горизонтов.

4.3.3.1. Темникский разлом

По данным геологической съемки [Объяснительная..., 1983], Темникский разлом представлен серией кулисообразно расположенных сбросов и взбросов северо-восточного простирания, ограничивающих с юго-востока хр. Хамар-Дабан. Плоскости сместителей имеют северо-западное и юго-восточное падение под углами 70-85°. В рельефе Темникский разлом выражен на протяжении 170 км и делится на два крупных сегмента - северо-

восточный и юго-западный, каждый из которых состоит из более мелких участков (рис. 4.75). Амплитуды вертикального смещения достигают 280 м на юго-западном окончании разлома, где он контролирует развитие впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны. Что касается горизонтальных деформаций вдоль зоны Темникского разлома, то они не имеют яркой выраженности в рельефе и упоминаний о них в литературе практически не встречается.

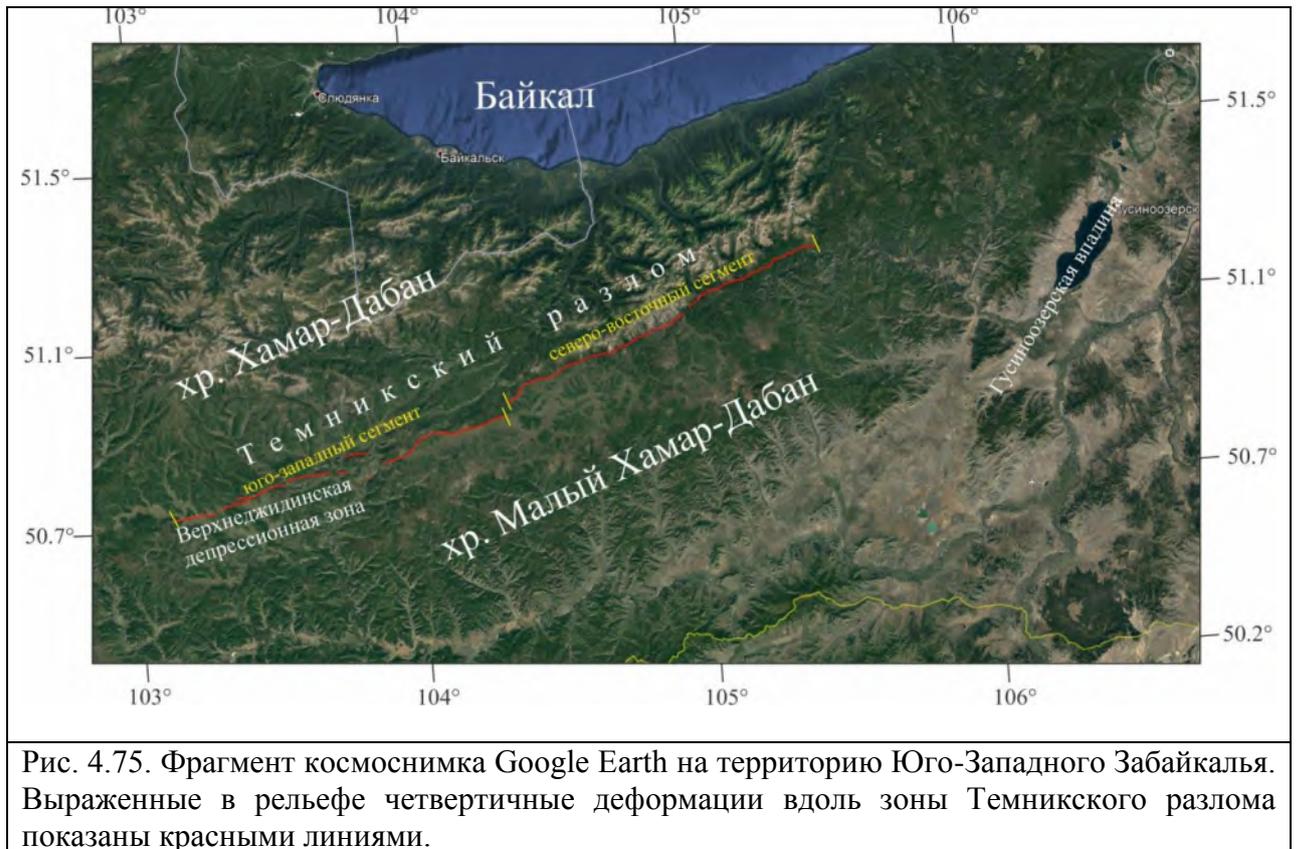


Рис. 4.75. Фрагмент космоснимка Google Earth на территорию Юго-Западного Забайкалья. Выраженные в рельефе четвертичные деформации вдоль зоны Темникского разлома показаны красными линиями.

Изучаемая дислокация расположена в северо-западном борту Мылинской впадины, входящей в состав Верхнеджидинской депрессионной зоны, которая объединяет ряд мелких мезозойских впадин западной части Джидинской горной страны. Они протягиваются узкой цепочкой между хр. Хар-Дабан (расположенным к северу) и долиной р. Джиды к югу и западу. С востока Верхнеджидинская депрессионная зона ограничена верховьями р. Темник. Три впадины (Нудская, Мылинская и Сангинская) Верхнеджидинской депрессионной зоны ограничены с севера Темникским разломом (рис. 4.76).

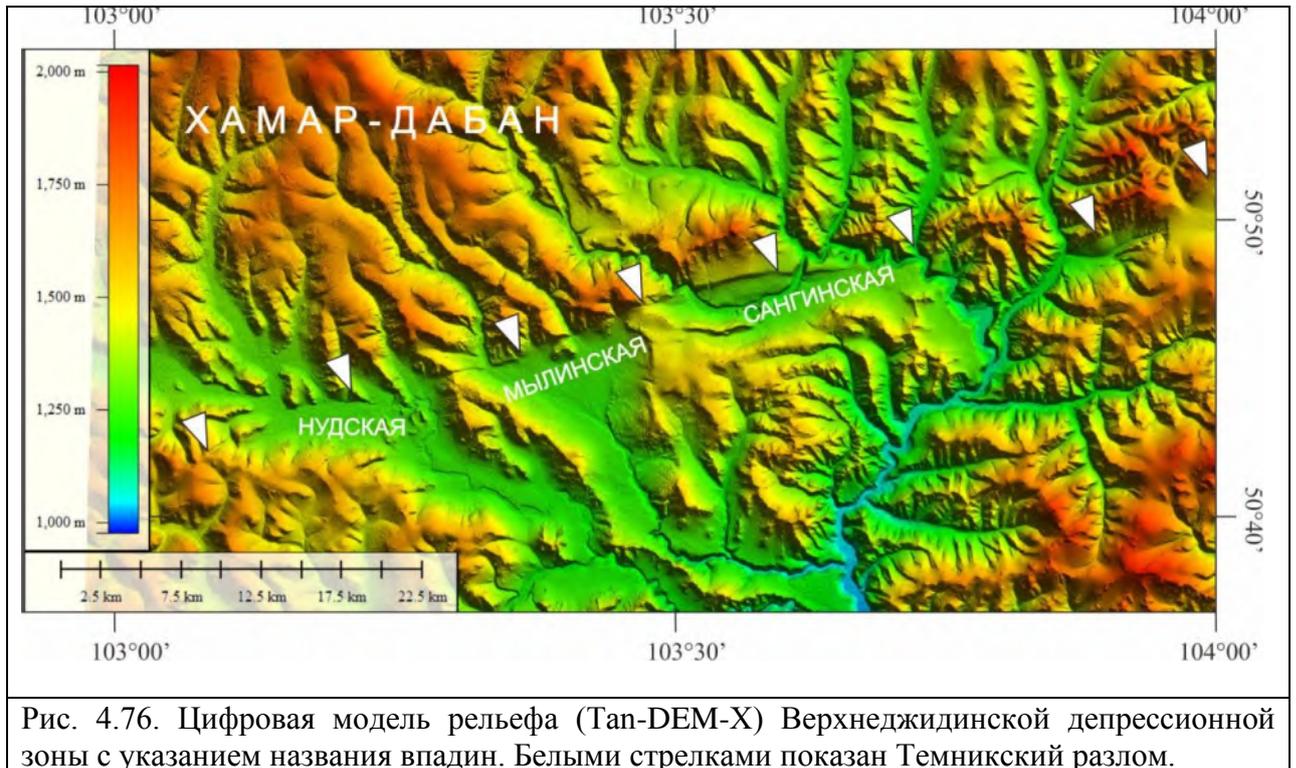


Рис. 4.76. Цифровая модель рельефа (Tan-DEM-X) Верхнеджидинской депрессионной зоны с указанием названия впадин. Белыми стрелками показан Темникский разлом.

4.3.3.1.1. История развития района исследований

Начало образования впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны маркируется отложением вулканогенно-осадочной ичетуйской свиты, как и в Тугнуйской впадине Западного Забайкалья, и датируется средней юрой (см. соответствующий раздел). Оно сопровождалось интенсивным проявлением магматизма [Иванов и др., 1995; Климук, 1997; Ярмолюк и др., 1998; Воронцов и др., 2002]. В кайнозое пик вулканической активности на территории Джидинской горной страны приходится на раннемиоценовое время с последующим затуханием и возобновлением в последние 3 млн лет [Гордиенко и др., 2006].

С момента начала формирования, во впадинах Верхнеджидинской депрессионной зоны накапливались континентальные осадочные отложения. В Мылинской впадине верхнеюрско-нижнемеловые отложения перекрыты неогеновыми базальтами и четвертичными осадками, однако они обнажаются восточнее, в районе Сангинской депрессии. Здесь отложения представлены сангинской и селенгинской свитами Гусиноозерской серии общей мощностью до 1000 метров [Объяснительная..., 1983], которая

залегает на поверхности размыва более древних осадочно-метаморфических пород и гранитоидов джидинского комплекса. Отложения селенгинской серии представлены конгломератами и гравелитами в нижней части и песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями - в верхней, также как в Гусиноозерской впадине (см. соответствующий раздел). Выше они перекрыты неогеновыми базальтами. В Мылинской впадине верхнеюрско-нижнемеловые отложения также были вскрыты скважиной под плиоценовыми базальтами на глубине 172 м [Объяснительная..., 1983]. Заполнение расположенных рядом вдоль одной зоны разлома Сангинской и Мылинской депрессий одновозрастными осадками свидетельствует об их одновременном формировании, возможно, в виде одной впадины. По характеру изменения размерности позднемезозойских отложений вверх по разрезу можно предполагать, что в начале (в средней юре, начиная с момента формирования впадин) седиментация происходила в условиях расчлененного рельефа (накапливались конгломераты и гравелиты), который постепенно сnivelировался, и в нижнем мелу здесь отлагались мелкозернистые глинисто-песчаные и углистые осадки. В целом, характер осадконакопления с тенденцией уменьшения размерности отложений вверх по разрезу аналогичен таковому для Тугнуйской и Гусиноозерской впадин, детально изученных и описанных в соответствующих разделах. Существовавший в то время климат способствовал развитию коры выветривания монтмориллонит-каолинитового состава. Остатки коры выветривания наблюдаются на гранитах ичетуйской свиты, которые выходят в юго-западном обрамлении Мылинской впадины в междуречье рр. Бортоя и Мылы [Объяснительная..., 1983]. Домиоценовый возраст коры выветривания установлен по факту перекрытия ее раннемиоценовыми (по аналогии с соседним лавовым полем междуречья Мылы и Сангина с возрастом 21.95 ± 0.25 млн лет [Rasskazov et al., 2003] базальтами. Начавшийся в раннем миоцене (а по некоторым данным [Кононова и др., 1988; Рассказов, 1993] в позднем олигоцене) период тектономагматической активизации привел к куполообразному воздыманию рельефа. Второй этап, связанный с ростом горных хребтов и формированием современной речной сети, маркируется сменой характера излияния базальтов с платообразных на долинные. Возраста долинных лавовых

потоков в хр. Хамар-Дабан не выходят за рамки 3 млн лет [Кононова и др., 1988; Рассказов и др., 2000; Ярмолюк, Кузьмин, 2006]. Долинные базальты продолжают изливаться в плейстоцен-четвертичное время, последнее излияние датируется возрастом ~0.6 млн лет [Рассказов и др., 2000; Ярмолюк, Кузьмин, 2006].

От мезозойских впадин Западного и Центрального Забайкалья такого же, северо-восточного, простирания впадины Верхнеджидинской депрессионной зоны отличает отсутствие унаследованности от структур более древнего заложения. Верхнеджидинские депрессии расположены в Саянском крыле Саяно-Байкальской складчатой области, где крупные дизъюнктивные и пликативные структуры фундамента имеют северо-западное простирание. Разломы же, контролирующие развитие впадин Верхнеджидинской депрессионной зоны, ориентированы в северо-восточном направлении - под значительным углом к древним структурам. Для Центрального и Западного Забайкалья, напротив, характерна унаследованность структурного плана - простирание верхнемезозойских депрессий и контролирующих их разломов совпадает с северо-восточным направлением складчатых структур фундамента [Мезозойская..., 1975]. При этом, по данным указанной работы установлено, что изменение структурного плана для района Верхнеджидинской депрессионной зоны произошло примерно в конце средней или поздней юре, поскольку раннемезозойские трещинные интрузии и ниже-среднеюрский вулканогенный прогиб, расположенные на этой территории, ориентированы в северо-западном направлении, а позднеюрско-раннемеловые впадины депрессионной зоны - уже в северо-восточном. Событием, изменившим структурный план территории Юго-Западного Забайкалья, судя по времени, было закрытие Монголо-Охотского океана.

Северо-восточное направление характерно и для кайнозойских деформаций района исследований. Так, неогеновые базальты, перекрывающие отложения селенгинской серии, деформированы более поздними движениями в зоне северо-восточного Темникского разлома, ограничивающего с северо-запада Мылинскую впадину. В пределах впадины вертикальное смещение миоценовых базальтов имеет амплитуду 250-280 м (рис. 4.77).

Возможно, этот разлом являлся магмоподводящим каналом - в долине р. Бортой к нему приурочены плейстоценовые вулканы Бортойского центра с возрастом базальтов от 0.76 ± 0.02 до 1.17 ± 0.02 млн лет [Кононова и др., 1988; Рассказов и др., 1996; Рассказов и др., 2000].

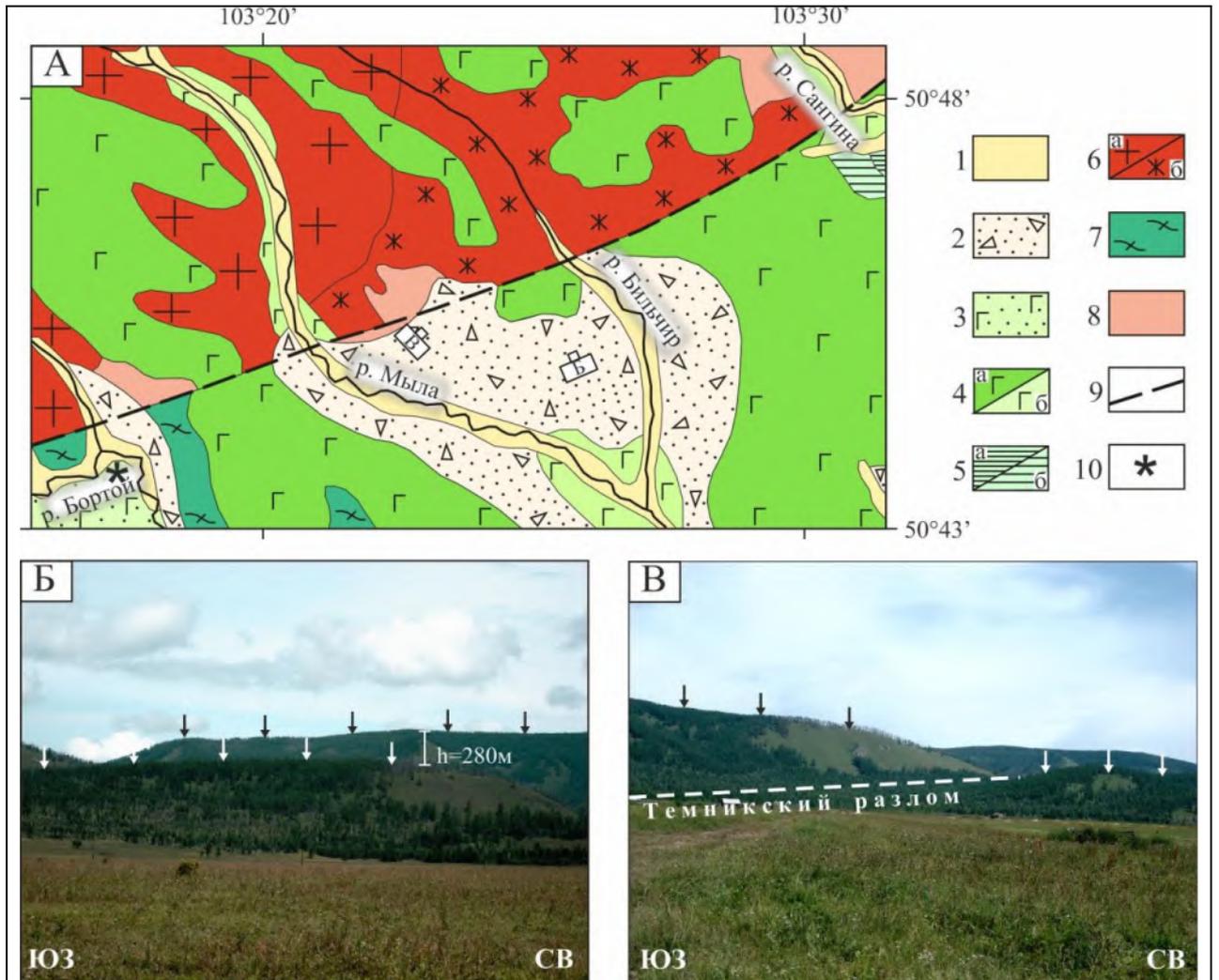


Рис. 4.77. Фрагмент геологической карты Мылинской впадины (А) и фотографии опущенного блока миоценовых базальтов (Б, В) по зоне Темникского разлома (поднятое крыло разлома обозначено черными стрелочками, опущенное - белыми). Условные обозначения для геологической карты: 1 - современные аллювиальные отложения; 2 - верхнечетвертичные делювиально-пролювиальные отложения; 3 - средне-верхнечетвертичные базальты и их туфы; 4 - неогеновые базальты: а - миоценовые, б - плиоценовые; 5 - верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения: а - сангинской, б - селенгинской свиты; 6 - палеозойские интрузии джидинского комплекса: а - граниты, б - сиениты; 7 - нижнекембрийские метаморфические сланцы; 8 - протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, известняки; 9 - зона Темникского разлома; 10 - местоположение одного из вулканов Бортойского центра.

4.3.3.1.2. Позднечетвертичные деформации в зоне Темниковского разлома

Об активизации разлома в позднечетвертичное время свидетельствуют данные наших палеосейсмологических исследований, представленные ниже.

Темниковский разлом в районе Мылинской впадины представлен в рельефе макроуступом (рис. 4.78 А,Б). Позднечетвертичное обновление разлома привело к формированию уступов высотой 4-7 метров и крутизной от 25° до 45° (рис. 4.78 В), деформирующих на отдельных участках делювиальный склон вдоль северного борта Мылинской впадины. На одном из обновленных участков ($50^\circ46.024'$ СШ, $103^\circ23.520'$ ВД, alt. 1334 м, см. местоположение на рис. 4.78) с помощью квадрокоптера построена цифровая модель местности, на основе которой построены 3 топографических профиля вкрест простирания уступа. Среднее значение вертикального смещения по величине уступа из морфологии 3 топографических профилей (V_{mean}) составляет 1.2 ± 0.1 м (рис. 4.79).

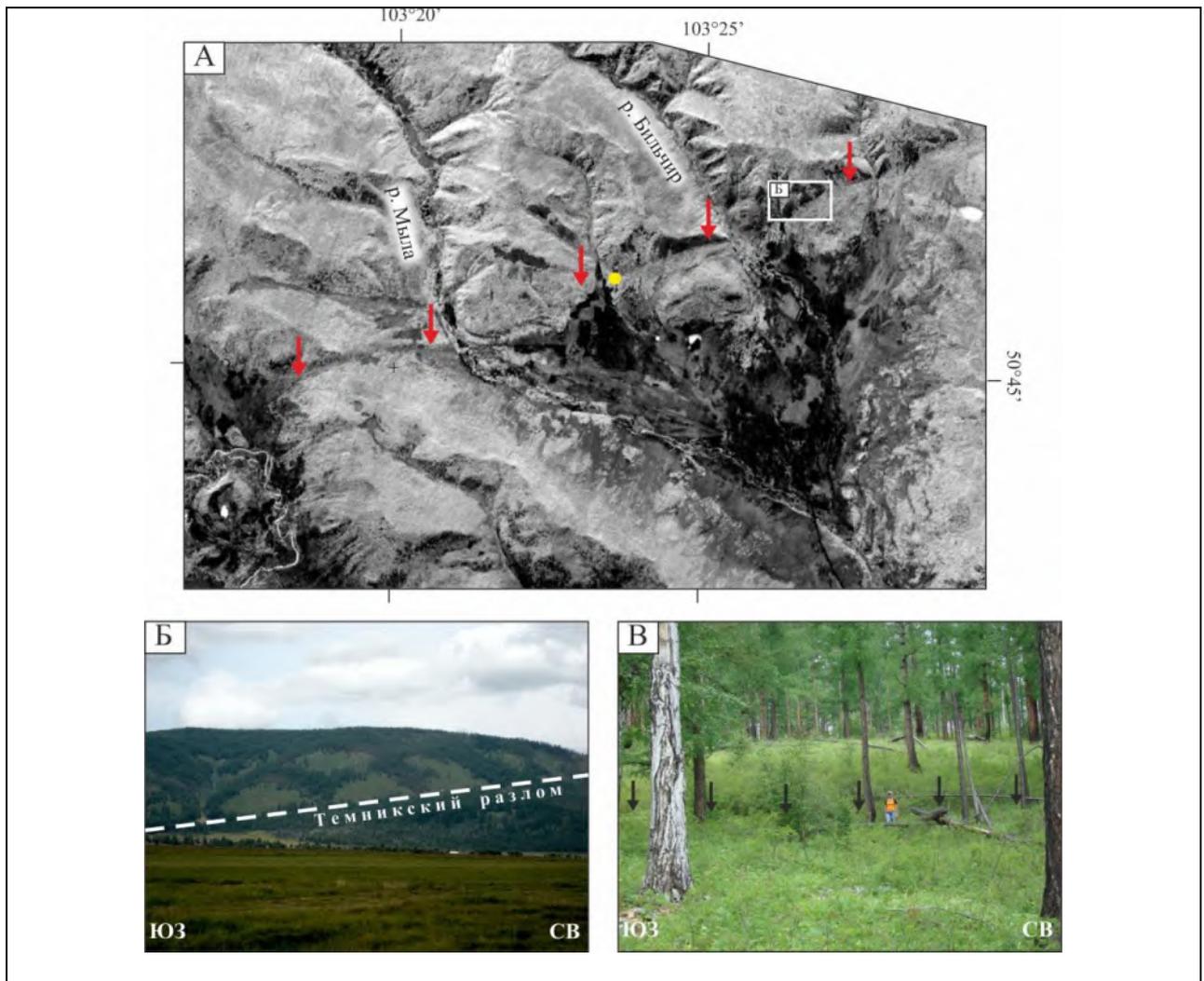


Рис. 4.78. А - фрагмент космоснимка ASTER на район Мылинской впадины. Красными стрелками указана зона Темникового разлома. Желтым кружком показано место проведения палеосейсмологических исследований (рис. 4.79). Б - фотография макроуступа Темникового разлома. В - позднечетвертичное обновление разлома, выраженное уступом на делювиальном склоне (разлом в основании показан черными стрелками).

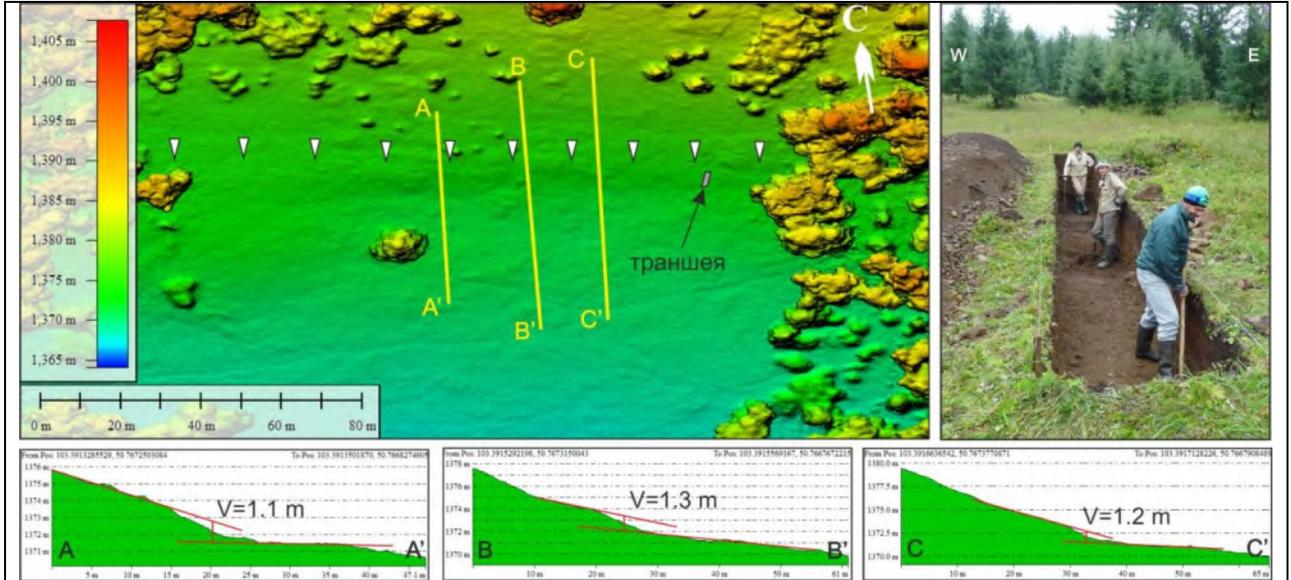


Рис. 4.79. Цифровая модель местности в районе сейсмогенного уступа с простиранием 280° (слева) и фото траншеи (справа). А-А', В-В' и С-С' - топографические профили вкрест простирания уступа.

Для определения возраста структуры и уточнения кинематики смещения по разлому, вкрест простирания уступа была заложена траншея длиной 10 м (рис. 4.80, см. местоположение на рис. 4.79). Отложения, обнаруженные в траншее, представлены несколькими горизонтами:

10 - современный дерново-почвенный горизонт.

20 - коричневатый, гумусированный, песчано-дресвяный горизонт с включением переотложенной коры выветривания. Склонового генезиса. Более гумусированный к северу и более насыщен щебнем к югу траншеи.

30 - серый горизонт, насыщенный щебнем.

40 - коричневатый горизонт, насыщенный щебнем.

50 - горизонт рыже-коричневого цвета, состоит из продуктов переотложения коры выветривания. В средней части горизонт расслоен: тонкие слои рыжей глины,

перемежающиеся с серо-коричневыми горизонтами мелкой дресвы. Присутствуют линзы крупной дресвы размером до 3 см. В южной части траншеи рыжие прослойки выклиниваются, горизонт представлен серо-коричневым мелко-дресвяным материалом. Отложения интерпретируются как склоновые.

60 - горизонт несортированного обломочного материала (размерность от 0.5 до 15 см) серо-коричневого цвета. Заполнение песчано-дресвяное. Горизонт в виде клина, залегающего в основании уступа, сформированного последним землетрясением. Горизонт интерпретируется как коллювиальный клин.

70 - горизонт обломочного материала в основании небольшого уступа (коллювиальный клин). Размер обломков – от 1 до 12 см, дресвяный наполнитель.

80 - сильно трещиноватые коренные породы. Зияющие трещины между отдельными обломками до 2 см. В южной части траншеи коренные породы разбиваются на крупнообломочные отложения, смещающиеся вниз по склону. Заполнитель между обломками – крупная и мелкая дресва. Коренные постепенно переходят в склоновые отложения. В средней части разреза коренники внедряются в пачку коры выветривания в виде клиньев, в нижней – надвинуты на кору. В зоне внедрения коренных пород в кору выветривания наблюдается перемешивание обломков коренных пород с палеопочвой (горизонт 82).

81 - горизонт разрушенных коренных пород, смещенных по склону. Дресвяно-песчаное заполнение, количество которого увеличивается вниз по склону (от северной к южной части траншеи). Верхняя часть горизонта эродирована.

82 - небольшой обломочный горизонт с песчано-дресвяным наполнителем и большим количеством гумуса (перемещенная палеопочва).

90 – пачка переотложенной коры выветривания, представленная разными цветами от зеленоватых до рыжих оттенков. В составе песок, дресва, глины, в том числе каолиновые.

91 - линейная структура песчано-дресвяного состава с большим количеством глинистых частиц коричневатого цвета. Обломки до 1 см.

92 - изометричная структура с песчано-дресвяным заполнением, коричневатого цвета, с меньшим количеством глины в заполнении, чем в горизонте 92. В восточной стенке траншеи этот горизонт выражен линейной зоной на контакте коренных пород и коры выветривания.

100 - линза сортированных отложений, от крупнозернистых песков до супесей, рыже-коричневого цвета. Песок без содержания пылеватого материала. Интерпретируется как отложения временного водотока.

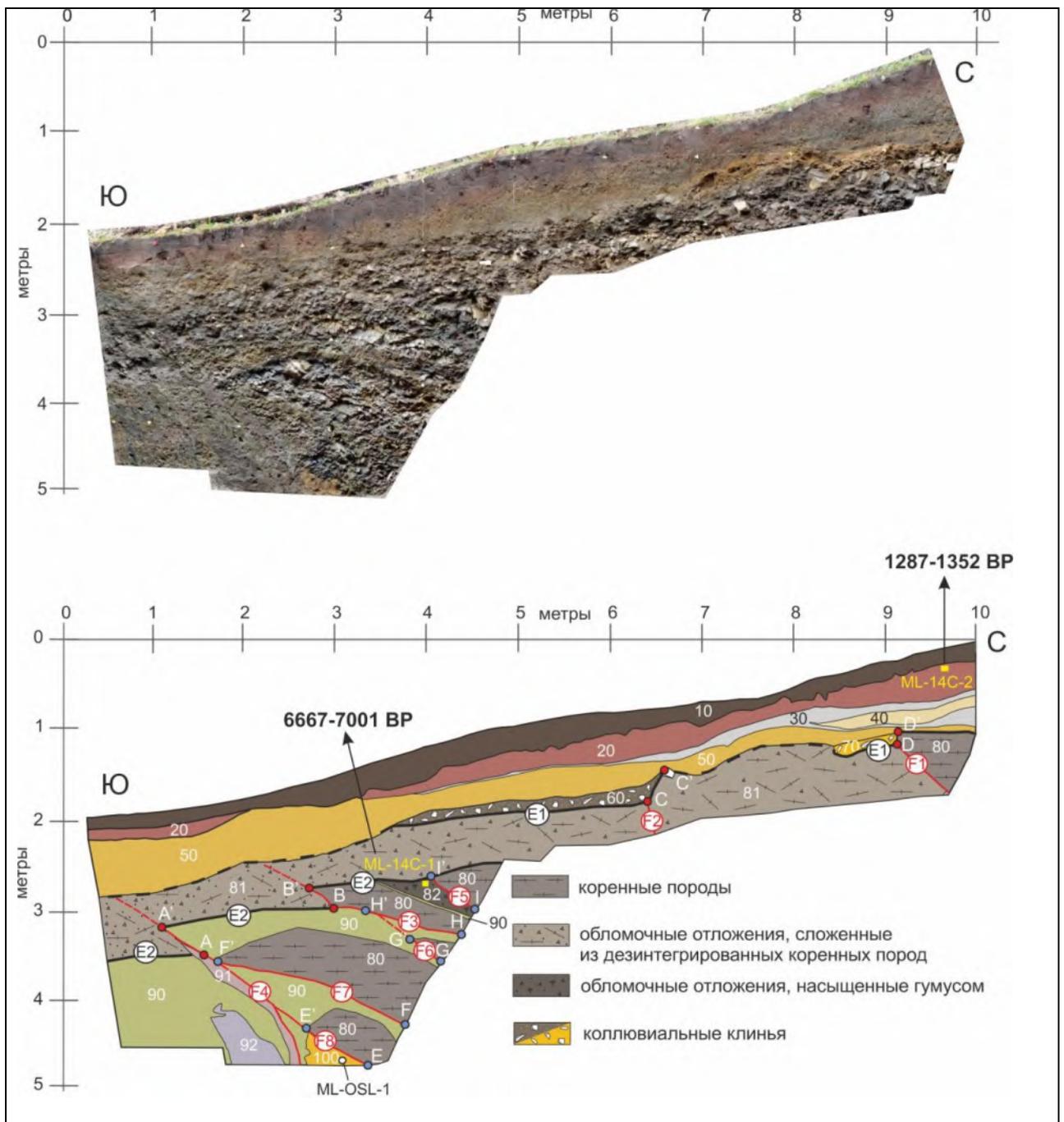


Рис. 4.80. Фотомозаика (А) и документация (В) западной стенки траншеи, пройденной вкрест простирания сейсмогенного усупа Темникского разлома в районе Мылинской впадины. Отложения горизонтов 10-100 описаны в тексте. Желтыми квадратами показаны места отбора образцов на радиоуглеродный анализ и даны калиброванные возраста (cal years BP). Красными линиями показаны разрывные нарушения (F1-F8), деформирующие различные горизонты. Жирными черными линиями показаны событийные горизонты (E1, E2). Амплитуды смещения по каждому разрыву отмечены красными кружками для события E1, синими кружками - для события E2.

В разрезе (см. рис. 4.80) обнаружено несколько разрывных нарушений, падающих на север и смещающих различные горизонты. Тип смещений определяется как взбросовый. В северной части траншеи выделяются два разрыва F1 и F2 в основании небольших уступов. Разрыв F1 проходит по контакту горизонтов 80 и 81, где первый надвинут на второй. Разрыв F2 смещает горизонт 81. Разрывы перекрываются коллювиальными клиньями (60 и 70), а затем не деформированным горизонтом 50. В южной стенке траншеи горизонт 81 деформирован разрывами F3 и F4, которые также перекрыты горизонтом 50. Эти деформации фиксируют последнее сейсмическое событие, запечатленное в изучаемых отложениях. По основанию коллювиальных клиньев выделяется событийный горизонт E1, маркирующий последнее палеоземлетрясение. Разрывы F3-F4 смещают нижележащие горизонты с большей амплитудой смещения, что указывает на то, что эти разломы срабатывали при нескольких событиях. Разломы F5-F8 деформируют нижние отложения разреза и перекрываются горизонтом 81. По этим разломам коренные породы (пачка 80) внедряются в пачку переотложенной коры выветривания (90), а также надвинуты на отложения временного водотока (100). Событийный горизонт этого палеоземлетрясения (E2) проходит по подошве перекрывающего разломы горизонта 81 (см. рис. 4.80).

Для определения возраста палеосейсмодислокации были отобраны образцы на радиоуглеродный анализ из гумусированных отложений горизонтов 82 и 20. Результаты анализов представлены в табл. 4.16. Горизонт 82 деформирован при раннем событии (на него надвинуты коренные породы (80) по разлому F5). Таким образом, возраст горизонта в 6834 ± 167 лет предшествует формированию дислокации. Горизонт 20 не деформирован по разломам и, таким образом, его возраст в 1320 ± 32 лет является минимальным возрастом для

обоих палеоземлетрясений. Горизонт 20 является самым нижним не деформированным горизонтом, в котором были обнаружены гумусовые остатки, поэтому он был выбран для датирования. Однако надо отметить, что под ним находятся еще не деформированные горизонты (30-50), поэтому минимальный возраст несколько занижен.

| Sample name | Lab. no. | ¹⁴ C age year BP | Calibrated age, year BP (2σ) |
|-------------|------------|-----------------------------|------------------------------|
| ML-14C-1 | Poz-118283 | 6000 ± 70 | 6667-7001 |
| ML-14C-2 | Poz-118282 | 1410 ± 30 | 1287-1352 |

Таблица 4.16. Данные радиоуглеродного анализа образцов, отобранных в траншее, пройденной вкост простирания сейсмогенного уступа Темникского разлома в районе Мылинской впадины. ¹⁴C возраста откалиброваны с помощью программы CALIB 8.2 [Stuiver et al., 2021].

Чтобы получить истинное значение вертикального смещения по разлому для данной сейсмодислокации необходимо определить угол падения разлома. В данном случае смещения распределились по нескольким разломным плоскостям с разными углами падения (см. рис. 4.80). Чтобы рассчитать средневзвешенное значение угла падения разлома (α_{mean}), мы придали вес ($\alpha \times d$) значениям угла падения (α) каждой плоскости (F1–F8) для двух обнаруженных нами событий в соответствии с величиной смещения (d), измеренной вдоль каждой плоскости (табл. 4.17, см. рис. 4.80). Затем, используя формулу $\alpha_{\text{mean}} = \sum(\alpha \times d) / \sum(d)$, было определено средневзвешенное значение угла падения разлома в 28°.

| Разлом/событие | α (°) | d(м) | $\alpha \times d$ |
|----------------|--------------|------------|-------------------|
| F1/E1 | 42 | 0.1 | 4.2 |
| F2/E1 | 75 | 0.4 | 30 |
| F3/E1 | 38 | 0.4 | 15.2 |
| F3/E2 | 14 | 1.1 | 15.4 |
| F4/E1 | 32 | 0.6 | 19.2 |
| F5/E2 | 35 | 0.6 | 21 |
| F6/E2 | 35 | 0.4 | 14 |
| F7/E2 | 19 | 2.2 | 41.8 |
| F8/E2 | 33 | 0.8 | 26.4 |
| | | $\sum 6.6$ | $\sum 187.2$ |

Таблица 4.17. Углы падения (α), величина смещения (d) и весовой фактор ($\alpha \times d$) для расчета средневзвешенного значения угла падения разлома.

Используя средневзвешенное значение угла падения разлома и среднее арифметическое значение амплитуды вертикального смещения, определенного по геометрии уступа (V) в 1.2 ± 0.1 м (см. рис. 4.79), получаем амплитуду смещения $d_{\text{sleep}} = V/\sin 28 = 2.55$ м.

При этом наблюдаемые в разрезе амплитуды смещения по плоскостям разломов не соответствуют этому значению. Суммарная амплитуда смещения по разломам F1-F4 для последнего события (E1) составляет 1.5 м и является минимальной. Согласно уравнениям зависимости магнитуды от амплитуды смещения [Wells and Coppersmith, 1994], магнитуда землетрясения составляла 7. Суммарная минимальная амплитуда смещения по разломам F3, F5-F8 для предыдущего события (E2) составила 5.1 м, что соответствует магнитуде 7.5. Длина поверхностных разрывов, вскрывшихся в результате последнего и предыдущего землетрясений, согласно уравнению зависимости длины от амплитуды смещения [Wells and Coppersmith, 1994], должна была составить 52 и 103 км, соответственно. Первое значение соответствует длине сегмента Темникского разлома, ограничивающего впадины Верхнеджибинской депрессионной зоны, которая составляет ~46 км. Второе значение близко к длине всего юго-западного сегмента, которая составляет около 90 км (см. рис. 4.75).

Несоответствие величины вертикального смещения, измеренного по величине уступа и непосредственно по разломам в траншее, объясняется эрозионными процессами, разрушавшими уступ в промежутках между землетрясениями. Это видно в разрезе по эродированным горизонтам 90 и 81: амплитуда смещения по разломам F3, F4, F7, F8 в нижней части горизонтов не соответствует таковой в верхней части, поскольку кровля горизонтов отсутствует (эродирована). Таким образом, скорость эрозии уступа превышает скорость его формирования.

Суммарная амплитуда смещения за два события составляет 6.6 ± 0.5 м, а время, за которое произошли эти два события определяется датировкой 6834 ± 167 лет (см. выше), что дает скорость смещения по разлому в 1 ± 0.1 мм/год. Эта скорость сопоставима с вертикальной (взбросовой) скоростью смещения в ~1 мм/год, рассчитанной для

Мондинского разлома, являющегося западной частью северной границы Хамар-Дабанского блока.

4.3.3.1.3. Заключение

Таким образом, обнаруженные палеосейсмогенные деформации в зоне Темникского разлома позволили установить взбросовую кинематику смещений по разлому на позднечетвертичном этапе, как минимум, для юго-западного его сегмента. Анализ стратиграфии разреза вкрест простирания разломного уступа позволил выявить два палеоземлетрясения, произошедших в период между 6834 ± 167 и 1320 ± 32 лет с магнитудами 7 и 7.5. Зафиксированные GPS-наблюдения деформации укорочения в север-северо-восточном направлении для Хамар-Дабанского блока [Lukhnev et al., 2010], характерны не только для современного этапа, но и для позднеплейстоцен-голоценового. Они реализуются по отдельным разломам вдоль северной и южной границ блока в виде взбросовых и взбросо-сдвиговых смещений с одинаковой вертикальной скоростью в 0.1 мм/год.

4.3.3.2. Хилокский разлом

Хилокский разлом, как единая региональная зона разрывных нарушений, прослеживается на 600 км от р. Селенги на юго-западе вдоль долины р. Хилок до ее верховьев на северо-востоке. В рельефе Хилокский разлом выражен в северном борту одноименной впадины в виде макроуступа вдоль подножья Заганского хребта (рис. 4.81 а). При дешифрировании детальных космоснимков был обнаружен обновленный участок разлома, деформирующий молодые формы рельефа (рис. 4.81 б, см. местоположение на рис. 4.81а). На обновленном участке были проведены морфотектонические и палеосейсмологические исследования для выявления палеосейсмических событий и оценки скорости смещения по разлому.

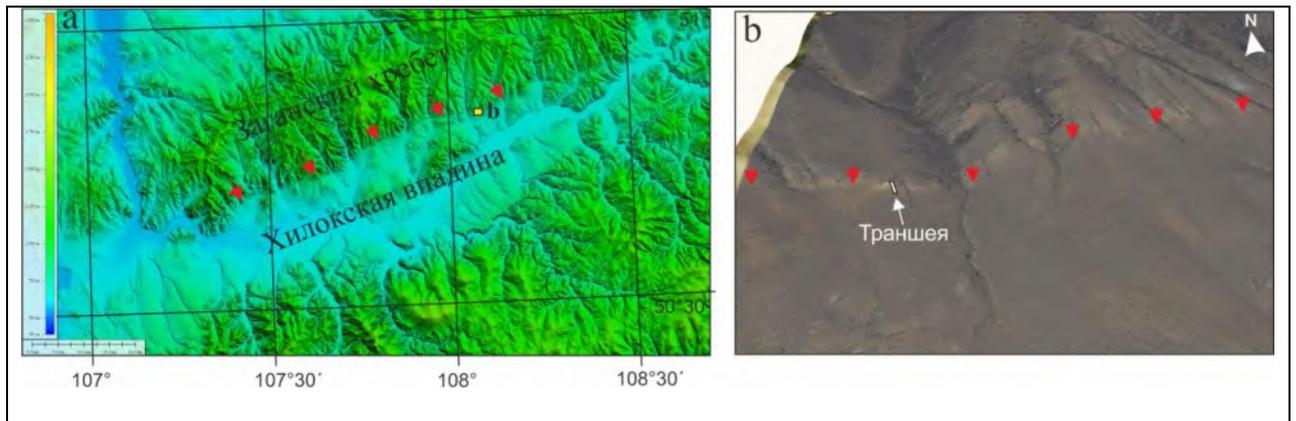


Рис. 4.81. Цифровая модель рельефа SRTM Хилокской впадины (а), вид на тектонический уступ на изучаемом участке (космоснимок Bing) (b). Хилокский разлом показан красными стрелками.

4.3.3.2.1. Морфотектонические исследования

Обновленный участок представлен прямым уступом, деформирующим склоны водоразделов и террасы водотоков. Для определения скорости смещения по разлому мы сфокусировали наши исследования на районе выхода безымянного водотока из хребта (рис. 4.81 b), где тектонический уступ деформирует его террасы. Поверхность уступа в районе исследований представлена коренными выходами пород (граниты, мигматиты и базитовые дайки). Породы сильно катаклазированы, видны следы пластических деформаций. На склоне уступа в верхней части тоже обнажаются коренные породы. Высота уступа варьирует от 16 до 22 метров в зависимости от высоты террасовой поверхности, которую он деформирует. С помощью квадрокоптерной съемки была построена цифровая модель местности вдоль тектонического уступа и топографические профили вкрест простирания уступа и террасовых уровней (рис. 4.82 a-d). Всего наблюдается 3 террасы – одна (Т1) в левом борту водотока и две (Т2 и Т3) – в правом. Высокие террасы Т2 и Т3 вертикально смещены в зоне разлома, горизонтальных деформаций, выраженных систематическим смещением эрозионных ложбин и водотоков на уровне разлома, обнаружено не было.

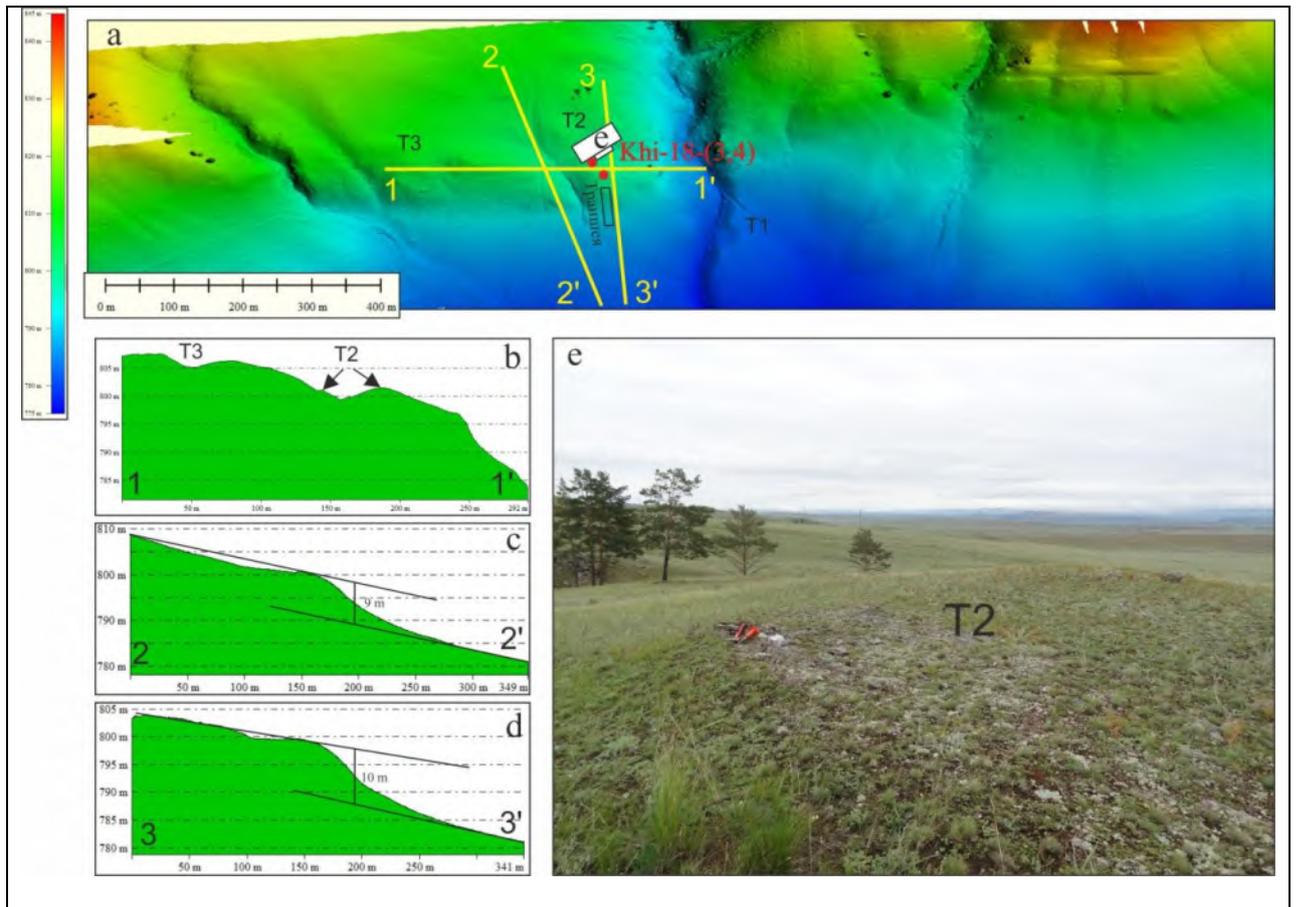


Рис. 4.82. Цифровая модель местности вдоль тектонического уступа, построенная с помощью квадрокоптерной съемки (а), топографические профили вкрест простирания террас (b) и тектонического уступа (с,d), фото поверхности террасы, с которой отбирались образцы на анализ ^{10}Be (е).

Поверхности террас T2 и T3 представлены коренными породами, без какого-либо аллювиального покрытия. Для определения скорости смещения по разлому по двум топографическим профилям была определена средняя амплитуда смещения поверхности террасы T2, которая составила 9.5 ± 0.5 м (рис. 4.82 с,d). На поверхности террасы было отобрано два образца из коренных выходов для определения возраста ее экспонирования (рис. 4.82 е). Было проведено ^{10}Be датирование образцов (табл. 4.18), которые показали средний возраст экспонирования смещенной по разлому поверхности эрозионной террасы в 145480 ± 6911 лет. На основе этих данных была рассчитана минимальная вертикальная скорость смещения по Хилокскому разлому, которая составила 0.07 ± 0.01 мм/год.

| Sample | Latitude | Longitude | Altitude (masl) | Shielding | ^{10}Be meas | ^{10}Be uncertainty | Age | Age uncertainty |
|----------|-----------|-------------|-----------------|-----------|-----------------------|------------------------------|---------|-----------------|
| Khi-18-3 | 50°50.01′ | 108°05.008′ | 780 | 0,998 | 1 200 395 | 33 321 | 148 393 | 4119 |
| Khi-18-4 | 50°50.01′ | 108°05.008′ | 780 | 0,998 | 1 155 693 | 44 552 | 142 566 | 5496 |

Таблица 4.18. Результаты ^{10}Be датирования образцов, отобранных на поверхности террасы Т2 безымянного водотока, деформированной в зоне Хилокского разлома.

4.3.3.2.2. Палеосейсмологические исследования

В районе деформации второй террасы в основании уступа заложена 11-метровая траншея глубиной до 2.5 м (рис. 4.83). В траншее вскрыта вся пачка рыхлых отложений, залегающих на коренном основании. В коренном дне траншеи читается лестница уступов, которые являются плоскостями сбросовых смещений, поскольку в основании каждого уступа наблюдаются коллювиальные клинья. Ниже приведено описание восточной стенки траншеи, номера горизонтов соответствуют условным обозначениям на рис. 4.83 а.:

Горизонт 1 представлен современной почвой, мощность которой увеличивается вниз по склону от 8 см вверху до 60 см внизу, с затеками в виде языков пламени в нижележащие отложения. Почва насыщена кусочками дресвы, в основании почвы количество дресвы увеличивается, и она залегает в виде прослоя мощностью до 10 см, выклинивающегося вниз по разрезу в районе середины траншеи.

Горизонт 2 представлен гумусированными супесями светло-коричневого цвета, мощность которого увеличивается вниз по склону от 0 до 40 см.

Горизонт 3 представлен светло-серыми субаэральными лессовидными суглинками с отдельными включениями дресвяного материала. Мощность отложений варьирует от 10 до 40 см за счет положения подошвы горизонта. Суглинки заполняли неровности рельефа, образовавшегося за счет деформаций нижележащих отложений. Суглинки сильно карбонатизированы. От этого горизонта вниз спускаются трещины, заполненные карбонатным веществом. Мы интерпретируем их как морозобойные трещины, которые после

вытаивания льда заполнились суглинками из вышележащего горизонта и растворенными карбонатами.

Горизонт 4 представлен в нижней части склона под лессовидными суглинками. Отложения супесчано-щебнистые серовато-коричневого цвета, тоже карбонатизированы, но менее, чем суглинки, насыщены обломочным материалом размером до 1 см. Мощность горизонта до 1 м в нижней части склона, в верх по склону он выклинивается. Мы интерпретируем этот горизонт, как делювиальные отложения.

Горизонт 5 представлен не окатанным грубообломочным материалом с хаотичным расположением обломков коренных пород. В верхней части траншеи горизонт начинается в основании самого верхнего уступа коренного дна траншеи и залегает непосредственно на коренниках висячего крыла разлома F6 (см. рис. 4.83 а). Амплитуда смещения коренного дна траншеи по разлому F6 порядка 60 см. Мощность горизонта в этой части разреза около 40 см, вниз по склону она уменьшается. В центральной части стенки ниже разлома F1 горизонт залегает на нижележащих рыхлых отложениях горизонта 6, а в самом низу уступа «внедряется» в рыхлые отложения горизонта 4, где постепенно выклинивается. Нижняя часть горизонта 5 представлена более крупными обломками коренных пород (до 7 см), верхняя – более мелкими (до 3 см). Расстояние между обломками заполнено цементом, представленным желтовато-коричневой супесью. Мы интерпретируем этот горизонт, как коллювиальный клин, который формируется после образования приразломного уступа за счет обрушения его бровки (в данном случае при смещении по разлому F6). Верхняя часть клина насыщена вторичными карбонатами, которые осели на поверхность обломков из циркулирующей воды с растворенными карбонатами.

Горизонт 6 начинается только в центральной части траншеи в подножье второго уступа в коренном дне, образованного при смещении по разрыву F1. Амплитуда смещения коренников по этому разлому составляет около 1 м. Горизонт представлен неокатанными обломками коренных пород размером до 2 см с супесчано-суглинистым заполнителем зеленоватого цвета. В основании уступа мощность горизонта максимальна (60 см), вниз по

склону он выклинивается, также «внедряясь» в делювиальные отложения горизонта 4. Этот горизонт мы также интерпретируем, как коллювиальный клин, связанный со смещением по разрыву F1. Этот коллювиальный клин в нижней части нарушен серией разрывов (F2, F3, F4, F5), которые смещают его части, а также нижележащие отложения, с амплитудами от 2 до 15 см. Суммарная амплитуда сброса по данным разрывам составляет около 30 см.

Горизонт 7 представлен глинами зеленоватого цвета, перемешанными с супесями и редкими обломками дресвы размером до 1 см. Встречаются единичные крупные обломки до 15 см. Мы считаем, что этот горизонт образовался за счет делювиального сноса и переотложения продуктов коры выветривания с вовлечением обломков коренных пород.

Горизонт 8 представлен зеленоватыми глинами с рыжеватыми пятнами и с высоким содержанием карбонатов. Глины включают мелкие обломки дезинтегрированных коренных пород. Мы интерпретируем эти отложения как продукты коры выветривания по коренникам. Они залегают непосредственно на коренных породах и смещены по разрывам F2, F3, F4 и F5 с той же амплитудой, что и горизонт 6.

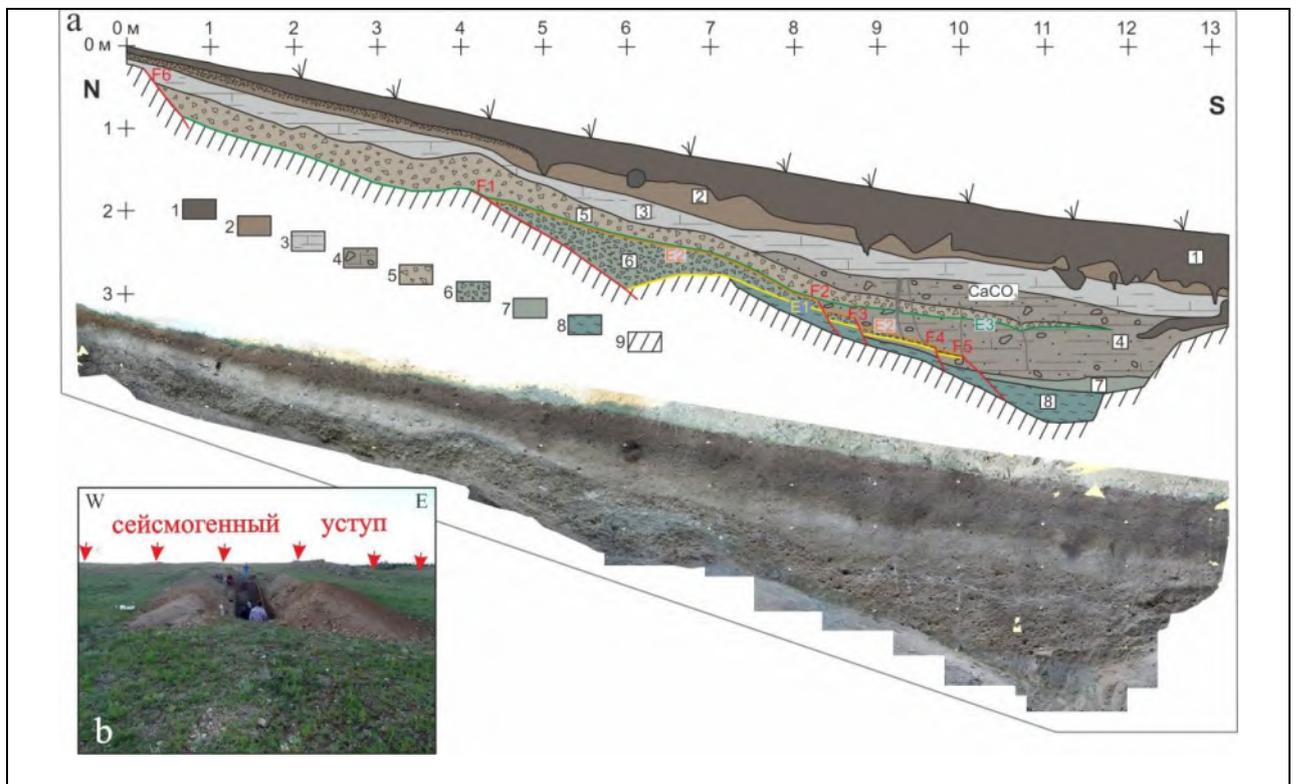


Рис. 4.83. а - документация и фотоколлаж восточной стенки траншеи, пройденной вкрест простирания сейсмогенного уступа Хилокского разлома: красными линиями показаны разломы, жирными цветными линиями - событийные горизонты: желтой - E1, оранжевой - E2, зеленой - E3; б - фото траншеи. Условные обозначения объяснены в тексте.

Анализ отложений в стенках траншеи позволил выделить, как минимум, три последних сейсмических события, ответственных за формирования уступа (см. рис. 4.83 а). Первое из них произошло в результате смещения по разлому F1 с амплитудой ~1м и маркируется отложением нижнего коллювиального клина (горизонт б), по подошве которого был выделен событийный горизонт E1. Второе событие связано с разрывами и смещением этого коллювиального клина и нижележащих отложений по разломам F2, F3, F4 и F5 с суммарной амплитудой ~30 см. Событийный горизонт E2 выделяется по кровле смещенного коллювиального клина. Третье событие связано с подвижкой по разлому F6 с амплитудой ~60 см и маркируется отложением верхнего коллювиального клина (горизонт 5), по подошве которого выделен событийный горизонт E3. Магнитуда этих событий, согласно формуле зависимости амплитуды смещения от магнитуды для сбросовых разломов [Wells and Coppersmith, 1994] составляла 6.5-6.8.

Судя по амплитуде смещения, измеренной по геометрии уступа в 9.5 ± 0.5 м (рис. 4.82 с,d), уступ начал формироваться раньше описанных сейсмических событий. В траншее уверенно определяется только три палеоземлетрясения, произошедших во время накопления горизонтов 4-8. Тектонические деформации в вышележащих отложениях отсутствуют. Осадконакопление верхней части горизонта 4 (над верхним коллювиальным клином (5)), а также горизонтов 3, 2 и 1 не прерывалось сейсмическими событиями. В разрезе не удалось найти материал, пригодный для датирования сейсмических событий. Поэтому мы можем судить о времени их проявления только относительно возраста вышележащего не деформированного горизонта лессовидных суглинков (горизонт 3). Лессовидные суглинки с повышенной карбонатностью, а также морозобойные трещины характерны для холодного климатического периода. Ближайшим периодом экстремального похолодания, сопровождавшегося формированием морозобойных трещин в Прибайкалье, является финально-сартанское похолодание, сопоставляемое по времени с поздним дриасом Европы с календарным возрастом 12.9-11.6 тыс. лет назад [Воробьева, 2010]. Отсутствие деформаций в горизонте лессовидных суглинков и выше свидетельствует о том, что все сейсмические

события, ответственные за формирование тектонического уступа, произошли не позже позднего дриаса. Для голоцена характерна денудация уступа и выравнивание рельефа.

4.3.3.2.3. Заключение

Таким образом, проведенные детальные работы на выявленном активизированном участке Хилокского разлома со вскрытием траншеей тектонического уступа позволили изучить его внутреннюю структуру, выявить, как минимум, три палеоземлетрясения, ответственных за его формирование, определить относительное время их проявления и магнитуду событий. Активизация разлома с генерацией землетрясений с магнитудами 6.5-6.8 приходится на поздний плейстоцен. В голоцене не наблюдается сейсмической активности разлома и обновления уступа, а происходит постепенное выравнивание рельефа. С помощью картирования и ^{10}Be датирования смещенной по разлому террасы была рассчитана минимальная вертикальная скорость смещения по Хилокскому разлому за последние ~145 тыс. лет, которая составила 0.07 ± 0.01 мм/год, что на порядок ниже позднеплейстоцен-голоценовых скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин Байкальского рифта [Arzhannikova et al., 2018, Arzhannikova and Arzhannikov, 2019].

4.4. Особенности морфоструктурной эволюции региона на неотектоническом этапе

В результате проведенных исследований были определены скорости и закономерности распределения деформаций, отражающие особенности морфоструктурной эволюции региона на позднемиоцен-четвертичном этапе.

Блоковое поднятие хребтов Восточного Саяна происходило в транспрессивном деформационном режиме с преобладанием на отдельных этапах вертикальных либо горизонтальных перемещений по основным морфоконтролирующим разломам. Ранний этап блокового поднятия, который начался в конце миоцена, характеризуется направлением сжатия от субмеридионального до север-северо-восточного, в результате чего преобладали надвиги, как по субширотным, так и по северо-западным разломам. На позднечетвертичном

этапе направление действия сжимающих усилий для данного района склоняется к северо-восточному, в результате чего по субширотным разломам стали преобладать левосторонние сдвиговые перемещения. На примере хребта Кропоткина и западной части Тункинского хребта показан механизм формирования субширотно ориентированных хребтов в условиях северо-восточного сжатия в виде «цветковой» структуры. Деформации растяжения в Восточном Саяне являются локальными и сопутствуют зонам главных субширотных сдвиговых структур.

Комплексное геоморфологическое, геохронологическое и сейсмотектоническое изучение террасовых комплексов речных долин, деформированных бортовыми разломами в различных впадинах Байкальского рифта и Забайкалья, позволили оценить возраст, скорости вреза на разных этапах формирования лестниц террас, а также соотношение вертикальных скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин Байкальской рифтовой системы и Забайкалья. Исследования показали, что возраст террас крупных рек, дренирующих хребты, расположенные вдоль активных бортов впадин, различается как для районов Прибайкалья и Забайкалья, так и внутри Байкальской рифтовой системы. Самые молодые террасы формируются в подножье Тункинского хребта на юго-западном фланге Байкальского рифта, их возраст не выходит за рамки MIS 2. На примере р. Кынгарга показано, что для рек, дренирующих южный склон Тункинского хребта, характерно большое количество террас (в данном случае шесть), часть из которых обособилась за счет климатических изменений, а часть – за счет смещений по Тункинскому разлому, вертикальная скорость смещения для которого составляет ~ 0.9 мм/год. Для рек, дренирующих Кичерский и Баргузинский хребты возраста террас значительно древнее и охватывают промежуток времени от ~ 42 тыс. лет для первой террасы до >315 тыс. лет для пятой. Большой возраст террас и небольшие амплитуды их деформаций определяют низкие скорости смещения по бортовым разломам в пределах $\sim 0.2-0.5$ мм/год. На примере Северо-Байкальской (Кичерской) и Баргузинской впадин показано, что минимальные скорости опускания приурочены к краевым частям впадин. Результаты датирования деформированной

террасовой поверхности в зоне Хилокского разлома в Забайкалье показали самый древний возраст по сравнению с террасами Байкальского рифта и минимальные скорости смещения по разлому в ~ 0.07 мм/год. При этом в Хилокской впадине геоморфологическая выраженность позднекайнозойских деформаций наиболее яркая по сравнению с другими впадинами Забайкалья. Это свидетельствует о том, что в кайнозое тектоническая активность переместилась из Забайкалья на границу с платформой, но при этом растяжение не концентрируется в пределах Байкальского рифта, а распространяется в юго-восточном направлении, наследуя активные в мезозое структуры.

Юго-Западный фланг Байкальского рифта тесно связан с деформациями, господствующими в Северной Монголии, и развивается в транспрессивном режиме деформирования. Для Тункинской системы впадин характерна позднечетвертичная инверсия кинематики субширотных сегментов главных морфоконтролирующих разломов. Восток-северо-восточное направление движения Хамар-Дабанского блока [Calais et al., 2003] приводит к реализации взбросо-сдвиговых деформаций вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов, что отражено в разрезах и в морфоструктуре палеосейсмодислокаций. Оцененная позднеплейстоцен-голоценовая скорость сдвигового смещения по Тункинскому, Мондинскому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разломов заключена в пределах 1.1 - 3.9 мм/год.

Скорости смещения, определенные для Мондинского, Тункинского и юго-восточного сегмента Главного Саянского разломов, вместе с датированием палеосейсмических событий, позволили оценить период повторяемости землетрясений с магнитудой 7-8 в 3.9-4.2 тыс. лет для всех трех разломов. Полученные данные показали, что сильные землетрясения по этим разломам происходили на протяжении последних ~ 13 тыс. лет в одни и те же промежутки времени, то есть разломы могли вскрываться одновременно или последовательно друг за другом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ: ЭТАПЫ И ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Проведенные комплексные морфотектонические, седиментологические, геохронологические и палеосейсмологические исследования осадочных комплексов, активных разломов и форм рельефа Прибайкалья и Забайкалья, а также анализ опубликованных данных по геодинамике и развитию рельефа, позволили выделить этапы мезозойской и особенности позднекайнозойской морфоструктурной эволюции региона.

Общей закономерностью развития рельефа Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое является ведущее влияние коллизионных процессов на горообразование. Крупнейшим позднемезозойским тектоническим событием, определившим морфоструктурную эволюцию региона исследований, является Монголо-Охотская коллизия. Результаты датирования детритовых цирконов из морских и континентальных отложений северной части Керулено-Аргунского террейна, вместе с анализом опубликованных данных по другим сегментам Монголо-Охотского пояса, позволили сделать вывод о клавишном закрытии Монголо-Охотского океана, при котором северная часть Керулено-Аргунского террейна была последним блоком, присоединившимся к Сибирскому континенту ~165 млн лет назад. Коллизия привела к образованию Монголо-Охотского орогена [Парфенов и др., 1999 и др.], который простирался вдоль монголо-охотского шва и распространялся к северу до границы Сибирского кратона. Продукты размыва Монголо-Охотского орогена фиксируются в верхней конгломератовой свите Иркутского бассейна [Demonterova et al., 2017; Михеева, 2017]. Основные деформации в позднем мезозое развивались в Забайкалье, о чем свидетельствуют многочисленные юрские и меловые впадины, сохранившиеся в современном рельефе. При этом деформации распространялись до Сибирского кратона, на границе с которым фиксируются как пост-раннеюрские надвиги (например, Ангарский надвиг пород фундамента на раннеюрские осадки Иркутского бассейна [Мазукабзов, Сизых, 1987; Сизых, 2001]), так и признаки мелового растяжения в районе центральной части Байкальского рифта [Mats, 1993; Van der Beek et al., 1996; Логачев, 2003; Jolivet et al., 2009].

В районе Саянской горной области в позднем мелу сформировалась поверхность выравнивания, которая постоянно обновлялась на фоне сводового поднятия в раннем кайнозое. Медленное растяжение в районе Байкальского рифта и сводовое поднятие Саяно-Байкальской складчатой области продолжалось до конца миоцена. Механизм, ответственный за раннекайнозойский этап медленных деформаций, до сих пор остается дискуссионным. Основными гипотезами являются влияние астеносферного диапира в основании литосферы [Logatchev and Zorin, 1987; Windley and Allen, 1993; Kulakov, 2008], а также продолжающиеся процессы растяжения, связанные с коллапсом Монголо-Охотского орогена [Jolivet et al., 2009]. Этап активных тектонических деформаций возобновился на границе с платформой в конце миоцена и привел к разрастанию Байкальского рифта в северо-восточном и юго-западном направлениях, а также к формированию блоковых поднятий в Саянской горной области [Hutchinson et al., 1992; San'kov et al., 2000; Rasskazov et al., 2000; Логачев, 2003; Ярмолюк, Кузьмин, 2006; Petit et al., 2009; Ivanov and Demonterova, 2009]. Этот этап происходит одновременно с общим увеличением скорости деформации по всей Центральной Азии и связывается с удаленным воздействием Индо-Азиатской коллизии [De Grave et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Jolivet et al., 2013b].

Ниже суммированы выводы об этапах позднемезозойской морфоструктурной эволюции, выделенных в рамках данной работы. Раннеюрский этап (плинсбах) характеризуется слабой расчлененностью рельефа и формированием тонкозернистых осадков в Иркутском прогибе, где источником сноса выступала относительно поднятая Саянская область. В Забайкалье относительно поднятой областью был район Ангаро-Витимского батолита, откуда сносились осадки как на север через палео-Лену к Верхоянской окраине, так и на юг к Монголо-Охотской континентальной окраине. Конец ранней юры (~178 млн лет) - время закрытия Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионного поднятия этой территории, которое отразилось на погрубении осадков Иркутского бассейна с добавлением нового забайкальского источника сноса осадочного материала. Этап растяжения в Западном Забайкалье, начавшийся не позднее ~168 млн лет,

маркируется раскрытием первых постколлизийных грабенов Забайкалья. Перенос осадочного материала с юга и юго-запада с районов Хэнтэйского и Хангайского батолитов свидетельствует о существовании положительного рельефа вдоль зоны Монголо-Охотской сuture. Почти одновременно с этим (~165 млн лет) в Восточном Забайкалье началась коллизия и формирование Восточно-Забайкальского бассейна форланда на фундаменте Керулено-Аргунского террейна. ~154 млн лет - начинается тектонически спокойный период в Западном Забайкалье, который характеризуется медленным прогибанием и накоплением тонкозернистых осадков во впадинах. Снос продолжается с южных провинций, но расчлененность рельефа достаточно слабая. В Восточном Забайкалье морское осадконакопление сменяется континентальным, добавляются источники сноса с Сибирского континента. Конец поздней юры - эрозионный эпизод в Западном Забайкалье, когда верхнеюрские осадки подверглись складчатым деформациям и размыву. Эпизод связан с распространением к западу деформаций сжатия от коллизии в Восточном Забайкалье. Граница юры и мела характеризуется возобновлением растяжения в Западном Забайкалье, поглублением осадочного материала, возобновлением переноса осадков с южных провинций. ~136 млн лет - начало формирования меловых впадин Забайкалья и начало формирования комплексов метаморфических ядер. Этот период характеризуется накоплением грубозернистых отложений с большим вкладом источников сноса из южных провинций. ~116 млн лет – период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин Забайкалья с озерно-болотными условиями седиментации и преобладанием местных источников сноса. Относительно поднятыми участками рельефа остаются районы гранитных батолитов и эксгумированные комплексы метаморфических ядер.

Базируясь на анализе осадочных отложений, U-Pb датировании детритовых цирконов и Ar-Ar датировании вулканитов ичетуйской свиты установлено, что растяжение, связанное с формированием тугнуйской впадины и маркирующее начало деструкции Монголо-Охотского орогена в районе Западного Забайкалья, началось не позднее ~168 млн лет назад. Это на ~10 млн лет позже начала формирования коллизийного рельефа в этом регионе в

конце ранней юры [Demonterova et al., 2017; Mikheeva et al., 2017; Михеева, 2017]. Механизм среднеюрского растяжения до конца не ясен. Так, палеомагнитные данные, полученные из мезозойских отложений Юго-Восточной Сибири и Северной Монголии, свидетельствуют о левостороннем сдвиге вдоль Монголо-Охотской шовной зоны во время и после коллизии в результате вращения Сибирского континента по часовой стрелке [Parfenov et al., 2001; Метелкин и др., 2007; Metelkin et al., 2010]. Yang et al. [2015] предположили, что это крупное левостороннее сдвиговое смещение вызвало гравитационный коллапс утолщенной верхней коры, что привело к развитию рифтовых бассейнов. Метелкин и др. [2007] предполагают, что сдвиговые перемещения во время коллизии охватывали более широкую территорию, и юрские впадины формировались как присдвиговые структуры “pull-apart”. Однако этот механизм нельзя применить к дальнейшему растяжению, которое привело к тектонической эксгумации комплексов метаморфических ядер и формированию раннемеловых грабенов, широко распространенных в Забайкалье, Северной Монголии и Китае на территории, не ограниченной Монголо-Охотским поясом [Скляр и др., 1997, Donskaya et al., 2008; 2013 и др.]. В работе [Zhu et al., 2015] на примере Индо-Азиатской коллизии показан другой механизм эволюции коллизионных процессов, связанный с погружением и отрывом субдуцирующей плиты. Так, основываясь на датировании магматизма разного геохимического состава было определено, что от начального столкновения континентальных плит на фоне продолжающейся субдукции и до отрыва слэба, который маркируется значительным замедлением взаимодействия континентальных плит и началом локального растяжения с бимодальным вулканизмом, прошло порядка 10 млн лет [Zhu et al., 2015]. Цифровое моделирование [van Hunen et al., 2011] также указывает на то, что время между началом континентальной коллизии и отрывом слэба обычно варьирует от 10 до 20 млн лет в зависимости от возраста слэба. Как было показано выше, локальное растяжение и бимодальный вулканизм ичетуйской серии также датируются на ~10 млн лет позже начала коллизии в районе Западного Забайкалья, что позволяет предположить подобный механизм эволюции коллизионных процессов для изучаемого региона.

Монголо-Охотская коллизия, сформировавшая положительный рельеф в районе Западного Забайкалья, значительно не отразилась на территории Восточного Саяна, где начиная с ранней юры (190 млн лет) происходит медленная денудация рельефа. Поверхность выравнивания, сохранившаяся на Окинском плато, развивалась в течение мезозоя в процессе разрушения раннеюрского рельефа, поставившего осадки на территорию Иркутского бассейна. Образование пенеplена приходится на конец юры – начало мела (140 – 150 млн лет). Этот возраст значительно моложе, чем возраст поверхностей выравнивания, сохранившихся в Тянь-Шане, Гобийском и Монгольском Алтае (ранняя юра [Jolivet et al., 2007, 2010; Vassallo et al., 2007; De Grave et al., 2007; 2011(а, б); Glorie et al., 2011]), но древнее пенеplена на плато Чулышман на Алтае (поздний мел [De Grave et al., 2008]). Это свидетельствует об асинхронности формирования древнего пенеplена Центральной Азии.

Окинское плато представляет собой постоянно обновляющуюся эрозионную поверхность. Долговременная (за 190 млн лет) и кратковременная (за несколько сотен тысяч лет) скорости денудации Окинского плато сопоставимы (порядка 17.5 м/млн лет и 12-20 м/млн лет, соответственно), что свидетельствует о том, что средняя скорость денудации плато остается в целом постоянной во времени.

Сформированная в раннем мелу поверхность выравнивания, на которой присутствовали только небольшие 200-300 – метровые холмы, но не осталось структурированной дренажной сети, начала подвергаться речной эрозии в олигоцене – раннем миоцене. Этот возобновленный врез долин связан с неотектоническим этапом развития территории, начало которого характеризуется широкомасштабным куполообразным воздыманием в районе Восточного Саяна и формированием общего наклона поверхности в сторону Сибирской платформы. Вновь сформированные широкие, но не глубокие долины, а также окружающие их плоские поверхности, были затем частично запечатаны миоценовыми лавами.

Неотектонический этап развития изучаемой территории разделен на несколько стадий активизации [Logatchev and Florensov, 1978; Logatchev and Zorin, 1987; Логачев, 2003], во

время которых формировались основные структуры современного рельефа. Отличительной чертой неотектонических деформаций является унаследованность структурного плана, при этом тектоническая активность переместилась из Забайкалья, где широко развиты меловые рифтовые впадины, к границе с платформой, где в кайнозое начала развиваться Байкальская рифтовая система. Формирование Байкальских впадин в современных границах связано со стадией «быстрого рифтинга», начавшейся 5-7 млн. лет назад [Логачев, 2003]. К этому же времени относится начало блоковых движений в Саянском массиве [Рассказов и др., 2000; Ivanov & Demonterova, 2009]. Усиление тектонических процессов в позднем миоцене-плиоцене на границе платформы связывается с продвижением на север деформаций, вызванных Индо-Азиатской коллизией [Jolivet et al., 2009]. Проведенные автором исследования относятся к позднемиоцен-четвертичному этапу, во время которого сформировались основные черты современного рельефа. Скорости и закономерности распределения деформаций, полученные в данной работе при изучении позднеплейстоцен-голоценовых тектонических смещений, отражают особенности морфоструктурной эволюции позднемиоцен-четвертичного этапа в целом.

Для гор Восточного Саяна морфотектонический анализ показал, что блоковое поднятие хребтов происходило в транспрессивном деформационном режиме с преобладанием на отдельных этапах вертикальных либо горизонтальных перемещений по основным морфоконтролирующим разломам. Ранний этап блокового поднятия, который начался в конце миоцена, характеризуется направлением сжатия от субмеридионального до север-северо-восточного, в результате чего преобладали надвиги, как по субширотным, так и по северо-западным разломам. На позднечетвертичном этапе направление действия сжимающих усилий для данного района склоняется к северо-восточному, в результате чего по субширотным разломам стали преобладать левосторонние сдвиговые перемещения. На примере хребта Кропоткина и западной части Тункинского хребта показан механизм формирования в условиях северо-восточного сжатия субширотно ориентированных хребтов, заключенных между двух разломов сдвиговой и взбросо-сдвиговой кинематики в виде

«цветковой» структуры. Такой механизм формирования хребтов назван «гобийским», поскольку был описан на примере субширотно вытянутых хребтов Гобийского Алтая, которые ограничены взбросо-сдвиговыми разломами в их основании и развиваются как структуры «линейного коробления» [Флоренсов, 1989]. Напряжения сжатия, что в случае с Гобийским Алтаем, что в случае с субширотными хребтами Саян, вызваны одним и тем же источником (Индо-Азиатской коллизией) и направлены косо к простиранию этих структур, вызывая линейное коробление и левосторонние сдвиговые смещения. Деформации растяжения в Восточном Саяне являются локальными и сопутствуют зонам главных субширотных сдвиговых структур.

Для Тункинской системы впадин характерна позднечетвертичная инверсия кинематики субширотных сегментов главных морфоконтролирующих разломов. Причиной инверсии могло стать перераспределение напряжений на границах блоков, что привело к восток-северо-восточному направлению движения Хамар-Дабанского блока, отмечаемого по данным GPS-измерений [Calais et al., 2003]. Такое смещение реализуется взбросо-сдвиговыми деформациями вдоль северной его границы на субширотных сегментах Мондинского, Тункинского и юго-восточного участка Главного Саянского разломов, что отражено в разрезах и в морфоструктуре палеосейсмодислокаций. По южной границе Хамар-Дабанского блока также наблюдаются взбросо-надвиговые голоценовые деформации в зоне Темникского разлома. Полученные в результате палеосейсмологических исследований данные о скоростях позднеплейстоцен-голоценовых смещений показывают, что Хамар-Дабанский блок, на фоне сдвиговых перемещений, поднимается со скоростью ~1 мм/год. Горизонтальная скорость смещения блока по Тункинскому, Мондинскому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разломов заключена в пределах 1.1 - 3.9 мм/год. При этом датирование палеосейсмодислокаций в зонах этих разломов показало, что на протяжении последних ~13 тыс. лет они вскрывались с одной и той же периодичностью – одновременно или последовательно друг за другом.

Определение возраста террасовых комплексов речных долин, деформированных бортовыми разломами в различных впадинах Байкальского рифта и Забайкалья, позволили оценить возраст, скорости вреза на разных этапах формирования лестниц террас, а также соотношение вертикальных скоростей смещения по разломам, контролирующим развитие впадин Байкальской рифтовой системы и Забайкалья. Самые молодые террасы относятся к Тункинской впадине Байкальского рифта и не выходят за рамки MIS 2. Возраст террас Кичерской и Баргузинской впадин значительно выше, при этом амплитуды сейсмогенных деформаций сопоставимы, что свидетельствует о более низкой скорости опускания этих впадин. На примере Северо-Байкальской (Кичерской) и Баргузинской впадин показано, что минимальные скорости опускания приурочены к краевым частям впадин. Полученные позднеплейстоцен-голоценовые вертикальные скорости смещения соответствуют долгосрочным скоростям опускания впадин Байкальского рифта, полученным по результатам измерения параметров фасет [Petit et al., 2009], что свидетельствует о постоянстве скоростей деформаций на всем позднемиоцен-четвертичном этапе. Самый древний возраст террас и самые низкие скорости опускания получены для Хилокской впадины Забайкалья, заполненной меловыми отложениями. Морфологические и палеосейсмологические признаки активности Хилокского разлома свидетельствуют о том, что, несмотря на то что в кайнозой тектоническая активность переместилась из Забайкалья на границу с платформой, растяжение при этом не концентрируется в пределах Байкальского рифта, а распространяется в юго-восточном направлении, наследуя активные в мезозой структуры.

Результаты морфотектонического и палеосейсмологического изучения главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта позволило определить и пересмотреть уже существующие сейсмические характеристики для отдельных сегментов разломов. Так, вскрытие разломов траншеями позволило установить многоактность формирования сейсмогенных уступов, ранее считавшихся одноактными (например, в зоне Баргузинского разлома [Чипизубов и др., 2007]), что привело к уменьшению средних магнитуд

землетрясений, ответственных за формирование структур. Данные, представленные в этой работе по оценке скоростей смещения и сейсмического потенциала главных сейсмогенерирующих разломов Байкальского рифта и Забайкалья с определением возможных магнитуд и периодов повторяемости разрывообразующих землетрясений имеют важное практическое значение и могут быть использованы при оценке сейсмической опасности территории.

Список литературы

1. Андриющенко С.В., Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимиров И.В. Эволюция юрско-мелового магматизма хамбинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. т. 51. № 7. с. 944-962.
2. Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 126 с.
3. Аржанников С.Г., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Демонтерова Е.И., Жоливе М., Воронин В.И., Буянтуев В.А., Осколков В.А. Возраст Жомболокского лавового поля (Восточный Саян) по дендрохронологическим и радиоуглеродным данным // Геология и геофизика. 2017. т. 58. № 1. С. 27-47.
4. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сейсмоструктурные деформации в западной части Тункинских Гольцов и современная экзогеодинамика // Геология и геофизика. 1999. - Т.40. № 2. С. 231-234.
5. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Жоливе М., Вассалло Р., Шове А. Плиоцен-четвертичные деформации юго-восточной части Восточного Саяна // Геотектоника, 2011. - № 2. С. 49-65.
6. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Чеботарев А.А., Ritz J.-F. Палеосейсмогенные деформации в зоне Мондинского разлома (Тункинская система впадин, Байкальский рифт) // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С.И. Шермана. Иркутск: Издательство ИГУ. 2021. С. 60-61.
7. Аржанникова А.В., Жоливе М., Аржанников С.Г., Вассалло Р., Шове А. Возраст формирования и деструкции мезо-кайнозойской поверхности выравнивания в Восточном Саяне // Геология и геофизика. 2013. т. 54. №7. С. 894-905.
8. Аржанникова А.В., Ларрок К., Аржанников С.Г. К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания системы Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2003а. Т. 44. № 4. С. 373-379.

9. Аржанникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 391-400.
10. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003b. Т. 44. № 11. С. 1202-1207.
11. Аржанникова А.В., Фролов А.О., Аржанников С.Г., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Жоливе М., Рубцова М.Н., Дорожко А.Л. О корреляции юрских отложений Иркутского бассейна и юго-западного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 773-791.
12. Арсентьев В.П. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1:200000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXVIII. Ленинград: ВСЕГЕИ. 1975. 76 с.
13. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 145 с.
14. Булнаев К.Б. Формирование впадин «Забайкальского» типа // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. №1. С. 18-30.
15. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862-870.
16. Бутова Е.П. Литолого-фациальная характеристика и условия накопления угленосных толщ // История верхнемезозойского угленакпления на территории Бурятской АССР и юго-восточной части Ленского бассейна. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1963. С. 85-115.
17. Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и Тектонофизика. 2017. Т.8. №2. С. 369-384.

18. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
19. Введенская А. В., Балакина Л. М. Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии // Бюлл. Совета по сейсмологии. 1960. № 10. С. 73-84.
20. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 1976. 270 с.
21. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: изд-во Иркут. гос. ун-та, 2010. 205 с.
22. Воронцов А.А., Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Сандиминова Г.П., Смирнов В.Н. Позднемезозойская бимодальная щелочная вулканическая ассоциация Западного Забайкалья и возраст ее формирования: геологические и геохронологические (Rb-Sr и K-Ar) данные // ДАН. 1999. Т. 369. № 2. С. 220-224.
23. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 510-531.
24. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920-946.
25. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандиминова Г.П. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 37-60.
26. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Лист М-50-Х. Ред. Н.Н. Чабан. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2002.
27. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Лист М-50-ХI. Ред. В.В. Старченко. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2006.

28. Геологическая карта СССР, масштаб 1:200 000. Серия Западно-Забайкальская, лист М-48-ХI. Ред. И.В. Комаров. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1962.
29. Герасимов И.П., Сидоренко А.В. (ред.). Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. 444 с.
30. Голенецкий С. И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 260-270.
31. Гордиенко И.В., Иванов А.В., Климук В.С. Путеводитель Джидинской экскурсии для участников III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (7-8 сентября 2006 г. Джидинский и Закаменский районы Республики Бурятия). Улан-Удэ: Геологический ин-т СО РАН, 2006. 57 с.
32. Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф. Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 6. С. 799-803.
33. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545-1562.
34. Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318-341.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000, Алдано-Забайкальская серия, лист М-50 (Борзя). СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
36. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Селенгинская серия, лист М-48-ХII (Мухоршибирь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
37. Грачев А.Ф., Лопатин Д.В. Некоторые итоги полевых исследований по правобережью р. Бий-Хем (Восточная Тува) // Вестник Ленинградского университета. Геология, география. 1978. № 6. Вып. 1. С. 152-154.

38. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
39. Дельянский Е.А., Макаров С.А., Белоусов О.В. Сейсмичность Приморского разлома по результатам тренчинга // Геология и геофизика Восточной Сибири. Современные методы в геологических исследованиях: Тез. докл. Иркутск. 1992. С. 16-17.
40. Демонтерова Е.И., Иванов А.В. Временная смена ориентировки даек как показатель изменения напряженно-деформированного состояния коры Восточной Тувы в четвертичное время // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 171-174.
41. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5-19.
42. Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973.
43. Дядьков П. Г., Мельникова В. И., Назаров Л. А., Назарова Л. А., Саньков В. А. Сеймотектоническая активизация Байкальского региона в 1989-1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 3. С. 373-386.
44. Захаров М.Н. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Восточного Забайкалья: Автореф. дис. к.г.-м.н. Иркутск, 1972. 22 с.
45. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 167 с.
46. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Склярков Е.В., Томуртоого О., Хосбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 11-25.

47. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма Западно-Забайкальской позднемезозойской–кайнозойской вулканической области // Доклады Академии наук. 1995. Т. 345. №5. С. 648-652.
48. Ивановский Л.Н. Рельеф и экзогенные процессы гор: Избранные труды. Новосибирск: Наука, 2011. 294 с.
49. Имаев В.С., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Мельников А.И. Палеосейсмологические исследования Северного Прибайкалья с использованием материалов лазерного сканирования и тренчинга (на примере Кичерской зоны разломов) // Современная геодинамика и опасные природные процессы Центральной Азии. Вып. 5. Под ред. К.Г. Леви, Ю.Б. Тржцинского. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 30-48.
50. История озер позднего мезозоя и кайнозоя (отв. ред. Мартинсон Г.Г.). Ленинград: Наука, Ленинградское отделение, 1988. 286 с.
51. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область (ред. Стрелков С.А., Вдовин В.В.). М.: Наука, 1969. 415 с.
52. Карсаков Л.П., Чжао Ч., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. (ред.) Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН. 2005. 264 с.
53. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2 500 000 (ред. Герасимов И.П., Сидоренко А.В.). Ленинград: ВСЕГЕИ, 1971.
54. Киселёв А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 204 с.
55. Климук В.С. Эволюция юрского вулканизма Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. г.-м.н. Улан-Удэ, 1997. 19 с.
56. Колесников Ч.М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.-Л.: Наука, 1964. С. 5-138.

57. Колесников Ч.М. Стратиграфия мезозойских континентальных отложений Бурятской АССР (Западное Забайкалье) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 4. С. 59-73.
58. Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Аракелянц М.М., Андреева Е.Д., Первое В.А. Новые данные о К-Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 454-457.
59. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недр Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
60. Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 54-62.
61. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва: Пробел-2000, 2004. 181 с.
62. Кхлиф Н., Сасим С.А., Андреева Ю.С. Вещественные особенности и петрогенезис вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской рифтогенной впадины Юго-Восточного Забайкалья // Известия Иркутского Государственного Университета. Серия «Науки о Земле». 2017. Т. 19. С. 108-129.
63. Ламакин В.В. К геологической истории Прибайкальского пенеблена / Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 24. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 129-133.
64. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 245 с.
65. Ласточкин С.В. К сейсмогеологии Западного и Центрального Забайкалья // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 136-145.
66. Леви К.Г., Солоненко А.В., Кочетков В.М. и др. Современная геодинамика: сейсмология, активные разломы, сеймотектоника (фундаментальные аспекты) // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 1996. С. 134-149.

67. Леви К. Г., Шерман С. И. Карта неотектоники горного обрамления юга Восточной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 39-44.
68. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Шадаев М.Г., Шалагин В.Л. Новые данные о возрасте раннемеловых вулканитов Западного Забайкалья (Rb-Sr и K-Ar даты) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 4. С. 946-950.
69. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. №5. С. 391– 406.
70. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Сизиков А.И., Уфимцев Г.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
71. Логачев Н.А., Брандт И.С., Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт С.Б., Конев А.А., Ильясова А.М. Определение K–Ar-возраста палеоценовой коры выветривания Прибайкалья // Доклады АН. 2002. Т. 385. № 6. С. 797–799.
72. Лопатин Д.В., Тимофеев Д.А. Иркутский пленум Геоморфологической комиссии АН СССР по поверхностям выравнивания, июнь 1971 г. // Геоморфология. 1971. №4. С. 103-106.
73. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 1989. № 2. С. 89-100.
74. Лунина О. В., Гладков А. С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1235-1247.
75. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С.78-96.
76. Лунина О.В., Гладков А.С., Афонькин А.М., Серебряков Е.В. Стиль деформаций в зоне динамического влияния Мондинского разлома по данным георадиолокации (Тункинская впадина, юг Восточной Сибири) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1616—1633.

77. Мазиллов В. Н., Ломоносова Т. К., Климанова В. М., Кашаева Г. М., Ершов Р. И., Семенова Г. О. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 119 с.
78. Мазиллов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Оligоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 81-88.
79. Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Склярлов Е.В., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б. Структура и возраст комплекса метаморфического ядра Бургутуйского хребта (юго-западное Забайкалье) // Доклады Академии Наук. 2006. Т.406. №6. С. 788-792.
80. Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. №3. С. 87-90.
81. Макаров С.А. Геоморфологические процессы Приольхонья в голоцене // География и природные ресурсы. 1997. №1. С. 77-83.
82. Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии // Тр. Байкал. лимнол. станции. 1961. Вып. 19. 332 с.
83. Мартинсон Г.Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья // Докл. АН СССР. Т. 105. №2. 1955. С. 335-338.
84. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 252 с.
85. Медведев М.Е. Поверхности выравнивания и формирование рельефа восточной части Восточного Саяна // Поверхности выравнивания. Материалы к IX Пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. Иркутск: Институт географии Сибири и Дальнего Востока АН СССР. 1970. Вып. 3. С. 105-107.
86. Мезозойская тектоника Забайкалья. Ред. И.В. Лучинский. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1975. 206 с.

87. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии (Корреляция времени проявления тектонических движений и магматизма). М: Наука, 1983. 232 с.
88. Мельникова В. И., Радзиминович Н. А., Гилева Н. А. Очаговые параметры землетрясений Байкальского региона в 2003 г. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Иркутск, ИЗК СО РАН – ИрГТУ. 2004. С. 197-201.
89. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 годы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598-1607.
90. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилёва Н.А., Чипизубов А.В., Добрынина А.А. Активизация рифтовых процессов в северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) // Физика Земли. 2007. №11. С.3-20.
91. Мельникова В.И., Радзиминович Н. А. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1997году. (IV. Каталоги механизмов очагов землетрясений. CD\Baikal_97.doc). Обнинск: ГС РАН, 2003.
92. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, №10. С. 1061-1073.
93. Миляева Л.С. Возраст исходной поверхности выравнивания горного пояса гор Сибири / Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука. 1971. С. 50-60.
94. Михеева Е.А. Возрастные границы, корреляция, источники и области сноса юрских отложений Иркутского бассейна. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. 16с.
95. Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Фролов А.О., Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Черкашина Т.Ю., Иванов А.В. Смена источников сноса Иркутского угольного бассейна

в течение ранней и средней юры по геохимическим и Sm-Nd изотопным данным // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2017. Т.25. №4. С.3-25.

96. Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Хубанов В.Б., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Блинов А.В. Возраст угленакопления в Иркутском бассейне по данным датирования акцессорных цирконов из тонштейна Азейского месторождения (LA-ICP-MS) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. №3. С. 420–433.

97. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981. С. 3-11.

98. Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 887-904

99. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.

100. Неотектоника. Геология и сейсмичность зоны БАМ / Шерман С.И., Леви К. Г., Ружич В. В. и др. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.

101. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. (отв. ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин). М.: Наука, 1977. 536 с.

102. Обручев С.В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна // Изв. ВГО. 1946. Т. 78. № 5/6. С. 478-498.

103. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 серия Восточно-Саянская, лист М-47-VI. М.: Недра, 1968. 50 с.

104. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXVIII / Ред. В.П. Арсентьев. М.: ВСЕГЕИ, 1975. 76 с.

105. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000, серия Западно-Забайкальская, лист М-48-VIII (ред. В.П. Арсентьев). М.: ВСЕГЕИ, 1983. 112 с.

106. Орлова А.В. Блочные структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. 232 с.

107. Очиров Ц.О. Геология Гусино-Иволгинской части Бурятии. Улан-Удэ: Бурятское книжн. изд-во, 1964. 155 с.
108. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.Д., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
109. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы // Геотектоника. 2006а. № 5. С. 61-84.
110. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006б. 149 с.
111. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. №1. С. 14-28.
112. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. № 5. С. 24-43.
113. Плешанов С. П., Ромазина А. А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.129-141.
114. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири / История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (отв. ред. Флоренсов Н.А.). М.: Наука, 1971. 320 с.
115. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1993. 299 с.
116. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

117. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна по изотопам Pb, Sr и Nd // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 1065-1079.
118. Рассказов С.В. Плиоцен–четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134-138.
119. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь - Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
120. Ружич В.В. О сочетании напряжений сжатия и растяжения в Байкальском рифте // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1975. С. 41-43.
121. Санков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.
122. Саньков В. А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1989. 136 с.
123. Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж., Лесне О., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Буддо В.Ю., Залуцкий В.Т., Башкуев Ю.Б. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 422-430.
124. Саньков В.А., Чипизубов А.В., Лухнев А.В., Смекалин О.П., Мирошниченко А.И., Кале Э., Девершер Ж. Подход к оценке опасности сильного землетрясения в зоне Главного Саянского разлома по данным GPS-геодезии и палеосейсмологии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (11). С. 1369—1376.
125. Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В. Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, геохимия и Sr-

Nd изотопный состав пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №5. С. 962-982

126. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы (ред. Солоненко В.П.). Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.

127. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья (ред. В.П. Солоненко). М.: Наука, 1968. 218 с.

128. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна (ред. В.П. Солоненко). Новосибирск: Наука, 1975. 134 с.

129. Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6. С. 52-69.

130. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 153 с.

131. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ. 1997. 182 с.

132. Скобло В.М. Схема биостратиграфии нижнемеловых отложений Западного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита. 1967. Вып.2 (4).

133. Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

134. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ СО РАН, 2008. 102с.

135. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С., Бесстрашнов В.М., Мельников А.И., 2007. Палеосейсмогеологические исследования зоны Кичерского разлома (Северное Прибайкалье) // Тихоокеанская геология. Т. 26. №2. С. 82-92.

136. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Радзиминович Н.А., Имаев В.С. Сейсмическая активность Хамбинского разлома (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. №6. С. 881-895.

137. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Возраст и обстановки формирования чаловской серии ордовика Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т.27. №3. С. 3-23.
138. Соловьев А.В., Богданов Н.А. Термальная история нефтегазоносных бассейнов: метод трекового датирования детритового апатита // Вестник ОГГГН РАН. 2000. Т. 1. № 2. С. 12.
139. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.Н., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113—122
140. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Известия АН СССР. Сер. геол., 1962. № 11. С. 58-74.
141. Солоненко В.П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 83-131.
142. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М., Демьянович М.Г., Курушин Р.А., Хромовских В.С., Чипизубов А.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
143. Старченко В.В. (ред.) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Алдано-Забайкальская серия. Лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
144. Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И. Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
145. Татевосян Р.Э., Мокрушина Н.Г., Аптекман Ж.Я., Татевосян Т.Н. О правомерности совместного использования макросейсмических и палеосейсмических данных // Вопросы инженерной сейсмологии. 2012. Т. 39. № 1. С. 39–66.
146. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойский латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.

147. Тектонические разломы Забайкалья (отв. Ред. В.В.Волков). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978. 110 с.
148. Тимофеев Д.А. (ред.) Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. 200 с.
149. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
150. Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4 (5) апреля 1950 года) // Андрей Алексеевич Тресков. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 166-188.
151. Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 165 с.
152. Уфимцев Г. Ф., Шибанова И. В., Кулагина Н. В., Мащук И. М., Перевалов А. В., Резанова В. П., Фогт Т., Игнатова Н. В., Мишарина В. А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т.10. № 3. С. 90-99.
153. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Окинское плоскогорье как особенный элемент орографии Восточной Сибири // Геоморфология. 2007. №4. С. 96-103.
154. Файнштейн Г.Х. Палеогеография юры Иркутского амфитеатра в связи с ее экзогенной рудоносностью / Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы (Файнштейн Г.Х. - отв. ред.). М.: Недра, 1971. С. 55-68.
155. Флоренсов Н.А. (ред.). Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973. 264 с.
156. Флоренсов Н.А. Геоморфология / Геология СССР. Т.35 (Бурятская АССР). М.: Недра, 1964. С. 564-580.
157. Флоренсов Н.А. Рельеф и неотектоника: Избранные труды. М.: Наука, 1989. 272 с.
158. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Чипизубов А.В., Жилкин В.М. К сеймотектонической характеристике Северного Прибайкалья // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья (под ред. С.В. Лысак). Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978. С. 101-107.

159. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241—258.

160. Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Буянтуев М.Д., Соколова Е.Н., Посохов В.Ф., Хромова Е.А. Условия плавления гранитоидных ксенолитов в контакте со щелочно-базитовой магмой (Гусиноозерская дайка, Западное Забайкалье): к проблеме происхождения ультракалиевых кислых расплавов // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 347–368.

161. Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г. Осадочные формации и основные этапы развития территории Западного Забайкалья и Юго-Восточного Прибайкалья в позднем мелу и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 2007. №4. С. 390-405.

162. Чипизубов А.В. Проблемные исторические землетрясения Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 2. С. 53–72.

163. Чипизубов А.В. Сейсмогеология Северного Прибайкалья (зона БАМ): Дис....канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1982. 216 с.

164. Чипизубов А.В. Сильные землетрясения Прибайкалья по макросейсмическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 31–46.

165. Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Семенов Р.М., Смекалин О.П. Палеоземлетрясения и палеосейсмодислокации в зоне Баргузинского разлома (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 2007. Т.48. №7. С. 755-768.

166. Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Семенов Р.М., Смекалин О.П., Серебренников С.П. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения Прибайкалья // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX-XXI веков. РФФИ в азиатской части России. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2002. С. 535-537.

167. Чипизубов А.В., Серебренников С.П. Сдвиговые палеосейсмодислокации в Восточном Саяне // ДАН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 446-450.
168. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 6. С. 936-947.
169. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Белоусов О.В. и др. Взбросо-сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // Докл. АН. 1994. Т. 338. №5. С. 672-674.
170. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т.42. №2. С. 63-77.
171. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т.44. № 6. С. 587-602.
172. Чипизубов А.В., Семенов Р.М., Аржанников С.Г., Смекалин О.П. Новые данные о палеосейсмодислокациях в зоне Баргузинского разлома (Байкальская рифтовая система) // Доклады Академии Наук. 2000. Т.372. С. 393–396.
173. Шерман С. И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5 - 38.
174. Шерман С. И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 135 с.
175. Шуколюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстихин И.Н., Овчинникова Г.В. Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия. 1965. №3. С. 291-301.
176. Щетников А. А. Инверсионная морфотектоника во впадинах Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 972-985.
177. Щетников А. А., Уфимцев Г. Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. 160 с.

178. Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы (отв. ред. М.М. Одинцов). М.: Наука, 1967. 336 с.
179. Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Баикин Д.Н., Сандимирова Г.П. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье: геохронологические данные по району Тугнуйской впадины // Докл. АН. 2000. Т.373. №1. С. 78-83.
180. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43-64.
181. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т.6. №2. С. 115-138.
182. Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Лебедев В.А. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 2. С. 223-228.
183. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. №2. С. 3-25.
184. Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.И., Литасов И.Д., Прудников С.Т., Аракельянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3—32.
185. Agar, S.M., Klitgord, K.D. Rift flank segmentation, basin initiation and propagation: a neotectonic example from Lake Baikal // Journal of the Geological Society. 1995. V.152. P. 849-860.
186. Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Bigler, M., Rothlisberger, R., Ruth, U., Siggaard-Andersen, M.L., Steffensen, J.P., Dahl-Jensen, D., Vinther,

Bo, M., Clausen, H. B. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 3246 – 3257.

187. Anderson, R., Repka J. and Dick G. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*. 1996. V.24. №1. P.47–51.

188. Arjannikova, A., Larroque, C., Ritz, J.-F., Déverchère, J., Stéphan, J.-F., Arjannikov, S., San'kov, V. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia) // *Terra Nova*. 2004. V. 16. № 5. P. 265-272.

189. Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D.L., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R.C., Aumaître, G., Gott dang, A., Klein, M. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res.* 2010. Sect. B. V.268. P.1954–1959.

190. Arzhannikov, S.G., Braucher, R., Jolivet, M., Arzhannikova, A.V. Late Pleistocene glaciations in southern East Sayan and detection of MIS 2 end moraines based on beryllium (^{10}Be) dating of glacier complexes // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. P. 1509–1521.

191. Arzhannikov, S.G., Braucher, R., Jolivet, M., Arzhannikova, A.V., Vassallo, R., Chauvet, A., Bourles, D., Chauvet, F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V.49. P. 16-32.

192. Arzhannikov, S.G., Ivanov, A.V., Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet, M., Buyantuev, V.A., Oskolkov, V.A., Voronin, V.I. The most recent (682–792 CE.) volcanic eruption in the Jombolok lava field, East Sayan, Central Asia triggered exodus of Mongolian pre-Chinggis Khaan tribes (778-786 CE) // *Journal of Asian Earth Science*. 2016. V.125. P. 87-99.

193. Arzhannikova, A., Ritz, J.-F., Larroque, C., Antoine, P., Arzhannikov, S., Chebotarev, A., Stéphan, J.-F., Massault, M., Michelot, J.-L. Cryoturbation versus tectonic deformation along the southern edge of the Tunka Basin (Baikal Rift System), Siberia: New insights from morphotectonic and stratigraphic analyses // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020b. V. 204. 104569.

194. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S. Morphotectonic and paleoseismological studies of Late Holocene deformation along the Primorsky Fault, Baikal Rift // *Geomorphology*. 2019. V. 342. № 1. P. 140-149.
195. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Braucher, R., Jolivet, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K. Morphotectonic analysis and ^{10}Be dating of the Kyngarga river terraces (southwestern flank of the Baikal rift system, South Siberia) // *Geomorphology*. 2018. V.303. P. 94-105.
196. Arzhannikova, A., Braucher, R., Arzhannikov, S., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K. The Late Quaternary slip-rate of the Kichera Fault (North Baikal Rift) from morphotectonic, paleoseismological and cosmogenic ^{10}Be analyses // *Tectonophysics*. 2021. V.812. 228915.
197. Arzhannikova, A.V., Arzhannikov, S.G., Semenov, R.M. & Chipizubov, A.V. Morphotectonics and Late Pleistocene - Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal rift, Siberia) // *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 2005. Band 49. №4. P. 485-494.
198. Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet, M., Arzhannikov, S.G., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Khubanov, V.B., Pavlova, L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // *Geoscience Frontiers*. 2020a. №11. P. 1695-1709.
199. Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet, M., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Arzhannikov, S.G., Khubanov, V.B., Kamenetsky, V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // *Geoscience Frontiers*. 2021 (in press)
200. Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Jolivet, M., Vassallo, R., Chauvet, A. Pliocene to Quaternary deformation in South East Sayan (Siberia): initiation of the Tertiary compressive phase in the southern termination of the Baikal Rift System // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 40. P. 581–594.

201. Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Philip, H., and Vashchilov, Y. Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings // Geological Society of America Memoirs. 1993. V. 181. P. 1-60.
202. BDP-99 Baikal Drilling Project Members. A new Quaternary record of regional tectonic, sedimentation and paleoclimate changes from drill core BDP-99 at Posolskaya Bank, Lake Baikal // Quaternary International. 2005. V.136. P. 105–121
203. Bezrukova, E.V., Tarasov, P.E., Solovieva, N., Krivonogov, S.K., Riedel, F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V.296. P.185-198.
204. Bishop, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. Earth Surface Processes and Landforms. 2007. V.32. P. 329–365.
205. Black, L.P., Kamo, C.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J., Foudoulis, C. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155 –170.
206. Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth Project // Quat. Geochronol. 2016. V. 31. P. 188–198.
207. Boulton, S.J., Stokes, M. Which DEM is best for analyzing fluvial landscape development in mountainous terrains? // Geomorphology. 2018. V. 310. P. 168–187.
208. Braucher, R., Guillou, V., Bourlès, D.L., Arnold, M., Aumaître, G., Keddadouche, K., Nottoli, E. Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ standard solutions // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B. 2015. V. 361. P. 335-340.
209. Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: A multi element approach // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 309. P. 1-9.

210. Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A.J., Bourlès, D.L. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: a mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases // *Quaternary Geochronology*. 2009. V. 4. P. 56–67.

211. Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto-Rico // *Earth Planetary Sciences Letter*. 1995. V. 129. P. 193–202.

212. Bull, W.B. Relative rates of long-term uplift of mountain fronts, in *Directions in Paleoseismology* (edited by A.J. Crone and E.M. Omdahl) // *U.S.Geol. Surv.* 1987. Open-File Report 87- 673. P. 192-202.

213. Bull, W.B. Tectonic geomorphology // *J. Geol.Educ.* 1984. V. 32. P. 310-324.

214. Buslov, M.M., De Grave, J., Bataleva, E.V., Batalev, V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P. 205-214.

215. Calais, E., Dong, L., Wang, M., Shen, Z., Vergnolle, M. Continental deformation in Asia: a combined GPS solution // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33. L24319

216. Calais, E., Lesne, O., Deverchere, J., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnitchenko, A., Buddo V., Levi, K., Zalutzky, V., Bashkuev, Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // *Geophysical Research Letters*. 1998. V. 25 (21). P. 4003–4006

217. Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnitchenko, A., Amarjargal, S., Déverchère, J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2003. V. 108. № B10. 2501.

218. Carretier, S., Lucazeau, F. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments? // *Basin research*. 2005. V. 17. P. 361–381.

219. Chebotarev A., Arzhannikova A., Arzhannikov S. Long-term throw rates and landscape response to tectonic activity of the Tunka Fault (Baikal Rift) based on morphometry // *Tectonophysics*. 2021. V. 810. 228864.
220. Chemenda, A., Déverchère, J., Calais, E. Three-dimensional laboratory modelling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // *Tectonophysics*. 2002. V. 356. P. 253–273.
221. Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jacob, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section*. 2010. B 268. P. 192–199.
222. Cogné, J.-P., Kravchinsky, V.A., Halim, N. & Hankard, F. Late Jurassic-early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from Trans-Baikal area (SE Siberia) // *Geophysical Journal International*. 2005. V. 163. P. 813-832.
223. Colman, S.M., Karabanov, E.B., Nelson, III, C.H. Quaternary Sedimentation and Subsidence History of Lake Baikal, Siberia, Based on Seismic Stratigraphy and Coring. USGS Staff - Published Research, 2003. 279 p.
224. Cording, A., Hetzel, R., Kober, M., Kley, J. ^{10}Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~400ka // *Quaternary Research*. 2014. V. 81. P. 168 – 178.
225. Cowie, P.A., Roberts, G.P., Bull, J.M., Visini, F. Relationships between fault geometry, slip rate variability and earthquake recurrence in extensional settings // *Geophysical Journal International*. 2012. V. 189. P. 143–160.
226. Daoudene, Y., Gapais, D., Cogné, J-P. & Ruffet, G. Late Mesozoic continental extension in northeast Asia – Relationship to plate kinematics // *Bull. Soc. géol. Fr., BSGF-Earth Sciences Bulletin*. 2017. V. 188. №10.
227. Daoudene, Y., Gapais, D., Ledru, P., Cocherie, A., Hocquet, S. & Donskaya, T.V. The Ereendavaa Range (northeastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia // *International Journal of Earth Science*. 2009. V. 98. P. 1381-1393.

228. Daoudene, Y., Ruffet, G., Cocherie, A., Ledru, P. & Gapais, D. Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (northeastern Mongolia) – U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 98-116.

229. Darby, B.J., Davis, G.A., and Zheng, Y. Structural evolution of the southwestern Daqing Shan, Yinshan belt, Inner Mongolia, China // *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*. Boulder, Colorado. Geological Society of America Memoir 194. 2001. P. 194-199.

230. Davis, G.A., Wang Cong, Zheng Yadong, Zhang Jinjiang, Zhang Changhou, and Gehrels, G.E. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: New views on its intraplate contractional styles // *Geology*. 1998. V. 26. P. 43-46.

231. De Celles, P.G. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. In: Busby, C., Azor, A. (Eds.) // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*: John Wiley and Sons publisher, 2012. P. 405-426.

232. De Grave, J. and Van den Haute, P. Denudation and cooling of the lake Teletskoye region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*. 2002. V. 349. P. 145-159.

233. De Grave, J., Buslov, M.M., Van den haute, P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2007. V. 29. P. 188-204.

234. De Grave, J., De Pelsmaecker, E., Zhimulev, F.I., Glorie, S., Buslov, M.M., Van Den Haute, P. Meso-Cenozoic building of the Northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva Region // *Tectonophysics*. 2014. V. 621. P. 44-59.

235. De Grave, J., Dehandschutter, B., Van den haute, P., Buslov, M.M., Boven, A. Low-temperature thermo-tectonic evolution of the Altai-Sayan mountains, South Siberia, Russia // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. 11996.

236. De Grave, J., Glorie, S., Buslov, M.M., Izmer, A., Fournier-Carrie, A., Batalev, V.I., Vanhaecke, F., Elburg, M., Van den haute, P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau,

Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research*. 2011(a). V. 20. № 4. P. 745-763.

237. De Grave, J., Glorie, S., Zhimulev, F.I., Buslov, M.M., Elburg, M., Van den haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*. 2011(6). V. 23. №. 4. P. 248-256.

238. De Grave, J., Van den Haute, P., Buslov, M.M., Dehandschutter, B. & Glorie, S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*. 2008. V. 43. P. 38-42.

239. Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J.F. and Sankov, V. A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // *Terra Nova*. 2002. V. 14. P. 491-500.

240. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., Ermikov, V. Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // *Tectonophysics*. 1995. V. 252. P. 61–101.

241. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzzhich, V., San'kov, V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*. 1997. V. 282. P. 1-38.

242. Demonterova, E.I., Ivanov, A.V., Mikheeva, E.A., Arzhannikova, A.V., Frolov, A.O., Arzhannikov, S.G., Bryanskiy, N.V., Pavlova, L.A. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // *Bulletin de la Societe Geologique de France*. 2017. V. 188. № 1-2 (8).

243. Dickinson, W.R., Gehrels, G.E. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 288. P. 115–125.

244. Didenko, A.N., Efimov, A.S., Nelyubov, P.A., Sal'nikov, A.S., Starosel'tsev, V.S., Shevchenko, B.F., Goroshko, M.V., Gur'yanov, V.A., Zamozhnyaya, N.G. Structure and evolution of the Earth's crust in the region of junction of the Central Asian Fold Belt and the Siberian Platform: Skovorodino–Tommot profile // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V. 54. P. 1236–1249.
245. Ding, L., Maksatbek, S., Cai, F. et al. Processes of initial collision and suturing between India and Asia // *Sci. China Earth Sci.* 2017. V. 60. P. 635–651.
246. Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Mazukabzov, A.M., & Ivanov, A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol–Okhotsk Ocean // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 79–97.
247. Donskaya, T.V., Gladkochub, D.P., Mazukabzov, A.M., Wang, T., Guo, L., Rodionov, N.V., Demonterova, E.I. Mesozoic granitoids in the structure of the Bezmyannyi metamorphic-core complex (western Transbaikalia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. P. 1591–1605
248. Donskaya, V., Windley, B.F., Mazukabzov, A.M., Kröner, A., Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Ponomarchuk, V.A., Badarch, G., Reichow, M.K., Hegner, E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *Journal of the Geological Society*. 2008. V. 165. P. 405–421.
249. Doser, D. I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // *Tectonophysics*. 1991. V. 196. P. 87–107.
250. Dunai, T. J. *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, 2010. 187 p.
251. Dunkl, I. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data // *Computers And Geosciences*. 2002. V. 28. P. 3–12.
252. Fleisher, R.L., Price, P.B., and Walker, R.M. *Nuclear tracks in solids*. University of California Press, Berkeley, CA, 1975. 605 p.

253. Friedrich, A.M., Wernicke, B.P., Niemi, N.A., Bennett, R.A. and Davis, J.L. Comparison of geodetic and geologic data from the Wasatch region, Utah, and implications for the spectral character of Earth deformation at periods of 10 to 10 million years // *Journal of geophysical research*. 2003. V. 108. № B4. 2199.
254. Galbraith, R.F. & Laslett, G.M. Statistical models for mixed fission track ages // *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 1993. V. 21. P. 459-470.
255. Galbraith, R.F. *Statistics for fission track analysis*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, 2005. 240 p.
256. Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems // *J. Marine and Petroleum Geology*. 2009. V. 26. P. 525-535.
257. Geological map of Central Asia and adjacent areas 1:2 500 000 (responsible editors: Qi Xinglei & Wang Zuoyong). Beijing: Geological Publishing House, 2008.
258. Geological map of scale 1:200 000, Selenga series, sheet M-48-XII (2005): Novikov, V.A. (ed.): VSEGEI, St.-Peterburg.
259. Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Izmer, A., Vandoorne, W., Ryabinin, A., Van den haute, P., Vanhaecke, F., Elburg, M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai-Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Research*. 2011. V. 20. № 2-3. P. 465-484.
260. Glorie, S., De Grave, J., Delvaux, D., Buslov, V.V., Zhimulev, F.I. Vanhaecke, F., Elburg, M.A., Van den haute, P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *Journal of Asian Earth Science*. 2012. V. 45. P. 138-149.
261. Gosse, J. C. & Phillips, F. M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1475-1560.

262. Griffin, W.L., Powell, W.J., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS. In: Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences. Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical association of Canada short course series. 2008. V. 40. P. 204–207.
263. Guan, Q.-B., Liu, Z.-H., Wang, B., Wang, X., Wang, X.-An., Shi, Q. & Chen, Y.-S. Middle Jurassic–Early Cretaceous tectonic evolution of the Bayanhushuo area, southern Great Xing'an Range, NE China: constraints from zircon U–Pb geochronological and geochemical data of volcanic and subvolcanic rocks // *International Geology Review*. 2018. V. 60. №15. P. 1883-1905.
264. Guo, Z.H., Yang, Y.T., Ziyabrev, S., Hou, Z.H. Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the latest Jurassic –earliest Cretaceous // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145 (B). P. 494 –511.
265. Halim, N., Kravchinsky, V., Gilder, S., et al. Palaeomagnetic study from the Mongol-Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 159. P. 133-145.
266. Hidy, A. J., Gosse J. C., Pederson J. L., Mattern J. P., and Finkel R. C. A geologically constrained Monte Carlo approach to modeling exposure ages from profiles of cosmogenic nuclides: An example from Lees Ferry, Arizona // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q0AA10.
267. Hurford, A.J. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology // *Chemical Geology*. 1990. Isotope Geoscience Section V. 80. P. 171-178.
268. Hus, R., De Batist, M., Klerkx, J., Matton, C. Fault linkage in continental rifts: structure and evolution of a large relay ramp in Zavarotny; Lake Baikal (Russia) // *Journal of Structural Geology*. 2006. V. 28. P. 1338–1351.
269. Hutchinson, D.R., Golmshtok, A.J., Zonenshain, L.P., Moore, T.C., Scholtz, C.A., Klitgord, K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*. 1992. V. 20. P. 589–592.

270. Ivanov, A.V., Arzhannikov, S.G., Demonterova, E.I., Arzhannikova, A.V., Orlova, L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // *Bulletin of Volcanology*. 2011. V. 73. P. 1279–1294.
271. Ivanov, A.V. and Demonterova, E.I. Tectonics of the Baikal rift deduced from volcanism and sedimentation: A review oriented to the Baikal and Hovsgol Lake systems, in Muller, W.E.G. and Grachev, M.A. (Eds.), *Biosilica in Evolution, Morphogenesis, and Nanobiology // Progress in Molecular and Subcellular Biology, Marine Molecular Biotechnology*. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. Germany. 2009. 47. P. 27-54.
272. Ivanov, A.V., Demonterova, E.I., He, H.Y., Perepelov, A.B., Travin, A.V., Lebedev, V.A. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 148. P. 18-43.
273. Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chemical Geology*. 2004. V. 211. P. 47-69.
274. Jolivet, M. Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: A preliminary synthesis // *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range* (Eds: Brunet, M.-F., McCann, T. & Sobel, E. R.). Geological Society. London. Special Publications. 2015. V. 427(1).
275. Jolivet, M., Arzhannikov, S., Chauvet, A., Arzhannikova, A., Vassallo, R., Kulagina, N., Akulova, V. Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: A key example from the Baikal Rift System // *Gondwana Research*. 2013b. V. 24. Issues 3-4. P. 918-935.
276. Jolivet, M., Arzhannikov, S., Arzhannikova, A., Chauvet, A., Vassallo, R., Braucher, R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // *J. Asian Earth Sci.* 2013a. P. 117-133.

277. Jolivet, M., De Boisgrollier, T., Petit, C., Fournier, M., Sankov, V.A., Ringenbach, J.-C., Byzov, L., Miroshnichenko, A.I., Kovalenko, S.N. & Anisimova, S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*. 2009. V. 28. Tc3008.
278. Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Chen, Y., Yongan Li, Qingchen Wang. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Central Chinese Tian Shan: Reactivated tectonic structures and active deformation // *Tectonics*. 2010. V. 29. TC6019. 30 p.
279. Jolivet, M., Roger, F., Arnaud, N., Brunel, M., Tapponier, P. et Seward, D. Histoire de l'exhumation de l'Altun Shan: indications sur l'âge de la subduction du bloc du Tarim sous le système de l'Altyn Tagh (Nord Tibet) // *C.R. Acad.Sci. Paris*. 1999. V. 329. P. 749-755.
280. Jolivet, M., Arzhannikova, A., Frolov, A., Arzhannikov, S., Kulagina, N., Akulova, V., Vassallo, R. Late Jurassic – Early Cretaceous paleoenvironment evolution of the Transbaikalian basins (SE Siberia): implications for the Mongol-Okhotsk orogeny // *Bulletin de la Société Géologique de France*. 2017. V. 188. № 1-2 (9).
281. Jolivet, M., Brunel, M., Seward, D., Xu, Zh., Yang, J., Roger, F., Tapponier, P., Malavieille, J., Arnaud, N., Wu, C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints // *Tectonophysics*. 2001. V. 343. P. 111-134.
282. Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S. Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geology*. 2007. V. 35. № 10. P. 871–874.
283. Kashik, S. A. & Masilov, V. N. Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (eastern Siberia) // *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf-Aquitaine*. 1994. V. 18. P. 453–461.
284. Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J. Improved modelling of fission-track annealing in apatite // *American Mineralogist*. 2007. V. 92. P. 789-798.
285. Klitgord, K.D., Golmshtok, A., Scholz, C.A. et al. Seismic survey of Lake Baikal, Siberia. Cruise report: RV Balkhash // *US Geological Survey Open File Report OF-93-201*. 1993.

286. Komarov, Yu.V., Kiselev, A.I., Lyamina, N.A. & Skoblo, V.M. Middle Jurassic effusive rocks of the Southwest Transbaikaliya // Petrography of East Siberia (Afanasyev, G.D. and Belov, I.V., Eds). M.: Nauka. 1965. V.3. P. 295-314.

287. Kondorskaya, N. V., & Shebalin, N. V. (Eds.). New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 // World data center a. Report SE-31. Boulder. USA. 1982. 608 p.

288. Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gosstomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A. A new value for the ^{10}Be half-life by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting // Nuclear Instruments & Methods. 2010. V. 268. P. 187–191.

289. Kravchinsky, V.A., Cogné, J.P., Harbert, W.P., Kuzmin, M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. V. 148. P. 34–57.

290. Krivonogov, S.K., Takahara, H. In: Kamata, N. (Ed.), Late Pleistocene and Holocene Environmental Changes Recorded in the Terrestrial Sediments and Landforms of Eastern Siberia and North Mongolia // Proceedings of International Symposium of the Kanazawa University 21st-Century COE Program. 2003. V. 1. P. 30–36.

291. Kulakov, I. and Bushenkova, N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. V. 486. P. 81–100.

292. Kulakov, I.Y. Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography // *Geologiya I Geofizika* (Russian Geology and Geophysics). 2008. V. 49. P. 187–196.
293. Kumar, R., Ghosh, S.K. and Sangode, S.J. Sedimentary architecture of late Cenozoic Himalayan foreland basin fill: An overview // *Memoir Geological Society of India*. 2011. V. 78. P. 245-280.
294. Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models // *Earth Planetary Sciences Letter*. 1991. V. 104. P. 424–439.
295. Larroque, C., Ritz J.F., Stéphan, J.F., Sankov, V., Arjannikova, A., Calais, E., Deverchere, J. et Loncke, L. Interaction compression-extension a la limite Mongolie-Siberie: analyse preliminaire des deformations recentes et actuelles dans le bassin de Tunka // *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planetes* // *Earth and Planetary sciences*. 2001. № 332. P. 177-184.
296. Leonov Yu.G. Mesozoic tectonics and magmatism of East Asia (correlation between time of manifestation of tectonic movements and magmatism). M.: Nauka, 1983. 230 p.
297. Levi, K.G., Miroshnitchenko, A.I., San'kov, V.A., Babushkin, S.M., Larkin, G.V., Badardinov, A.A., Wong, H.K., Colman, S., Delvaux, D. Active faults of the Baikal depression // *Bull Centre Rech. Elf. Explor. Prod*. 1997. V. 21(2). P. 399–434.
298. Logatchev, N.A., Florensov, N.A. The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*. 1978. V. 45 (1–2). P. 1–15.
299. Logatchev, N.A., Zorin, Y.A., 1987. Evidence and causes of the 2-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*. V. 143 (1-3). P. 225-234.
300. Ludwig, K.R. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ*. 2003. 4. 74 p.
301. Lukhnev, A.V., San'kov, V.A., Miroshnichenko, A.I., Ashurkov, S.V., Calais, E. GPS rotation and strain rates in the Baikal–Mongolia region // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. P. 785–793.

302. Lunina, O., Andreev, A. & Gladkov, A. The 1950Mw=6.9 Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: facts and uncertainties // *J Seismol.* 2015. 19. P. 171–189.
303. Margold, M., Jansson, K.N. Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia // *Journal of Maps.* 2011. P. 18–30.
304. Mats, V.D. and Perepelova, T.I. A new perspective on evolution of the Baikal Rift // *Geosci.Front.* 2011. V. 2 (3). P. 349–365.
305. Mats, V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Science Reviews.* 1993. V. 34 (2). P. 81-118.
306. McCalpin J.P. *Paleoseismology*, 2nd edition. USA: Academic Press, 2009. 629 p.
307. Mccalpin, J.P. & Khromovskikh, V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // *Tectonics.* 1995. V. 14(3). P. 594-605.
308. Melnikova, V. I., Radziminovich, N. A., Adyaa, M. Mechanisms of earthquake foci and seismotectonic deformations of the Mongolia region // *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia. Ulaan-Baatar – Irkutsk.* 2004. P. 165-170.
309. Melnikova, V.I., Radziminovich, N.A. Focal mechanisms of the earthquakes of the Baikal region for 1991–1996 // *Russian Geology and Geophysics.* 1998. V. 39 (11). P. 1598–1607.
310. Metelkin, D.V., Vernikovsky, V.A., Kazansky, A.Y., and Wingate, M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Research.* 2010. V. 18. P. 400-419.
311. Mikheeva, E.A., Demonterova, E.I., Frolov, A.O., Arzhannikova, A.V., Arzhannikov, S.G., Cherkashina, T.Yu., Ivanov, A.V. Provenance Change in the Irkutsk Coal Basin during the Early and Middle Jurassic: Geochemical and Sm-Nd Isotope Evidence // *Stratigraphy and Geological Correlation.* 2017. V. 25. №4. P. 363–384.
312. Molnar, P., Tapponnier, P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science.* 1975. V. 189. P. 419– 426.

313. Moore, Jr.T.C., Klitgord, K.D., Golmshtok, A.J., Weber, E. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // Geological Society of America Bulletin. 1997. V. 109. №6. P. 746–766.
314. Najman, Y., Johnson, K. White, N. and Oliver, G. Evolution of Himalayan foreland basin, NW India // Basin Res. 2004. V. 16. P. 1-24.
315. Nazari, H., Ritz, J.-F., Shafei, A., Ghassemi, A., Salamati, R., Michelot, J.-L., & Massault, M. Morphological and paleoseismological analyzes of the Taleghan fault, Alborz, Iran // Geophysical Journal International. 2009. V. 178 (2). P. 1028-1041.
316. Nicol, A., Walsh, J., Berryman, K., Villamor, P. Interdependence of fault displacement rates and paleoearthquakes in an active rift // Geology. 2006. V. 34. №10. P. 865–868.
317. Nie, S. Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic Reconstructions of south China, north China and Tarim // Tectonophysics. 1991. V. 196. P. 279–308.
318. Nie, S., Rowley, D.B., Ziegler, A.M. Constraints on the location of Asian microcontinents in Paleo-Tethys during Late Palaeozoic // Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (McKerrow, W.S., Scotese, C.R., Eds.). Geol. Soc. Mem. Am. 1990. V. 12. P. 12397–12409.
319. Parfenov, L.M., Popoko, L.I., Tomurtogoo, O. Problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // Geology of the Pacific Ocean. 2001. V. 16. P. 797–830.
320. Petit, C. and Déverchère, J. Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q11016.
321. Petit, C. and Fournier, M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modelling // Geophysical Journal International. 2005. V. 160(1). P. 357-369.
322. Petit, C., Déverchère, J., Houdry, F., San'kov, V.A., Melnikova, V.I., Delvaux, D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // Tectonics. 1996. V. 15 (6). P. 1171-1191.

323. Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults: evidence from the North Baikal Rift System, Siberia // *Tectonics*. 2009. V. 28. TC6010.
324. Polyansky, O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 91–117.
325. Price, P.B., Walker, R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Jour. Geophys. Res.* 1963. V. 68. P. 4847-4862.
326. Prokopiev, A.V., Toro, J., Miller, E.L., Gehrels, G.E. The paleo-Lena River - 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. 2008. V. 36. № 9. P. 699-702.
327. Putkonen, J., Swanson, T. Accuracy of cosmogenic ages for moraines // *Quaternary Research*. 2003. V. 59. P. 255–261.
328. Qi, X., & Wang, Z. (Eds.). Geological map of Central Asia and adjacent areas 1:2500000 // Geological Publishing House, Beijing. 2008.
329. Radziminovich, N.A., Gileva, N.A., Melnikova, V.I., Ochkovskaya, M.G. Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 146–161.
330. Radziminovich, N.A., Miroshnichenko, A.I., Zuev, F.L. Magnitude of completeness, bvalue, and spatial correlation dimension of earthquakes in the South Baikal Basin, Baikal Rift System // *Tectonophysics*. 2019. V. 759. P. 44–57.
331. Radziminovich, Y. B., & Shchetnikov, A. A. Historical earthquakes studies in Eastern Siberia: State-of-the-art and plans for future // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 134–145.
332. Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. and Ruth U. A new Greenland

ice core chronology for the last glacial termination // *Journal of geophysical research*. 2006. V. 111. d06102.

333. Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J. Winstруп, M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14-28.

334. Rasskazov, S.V., Logatchev, N.A., Brandt, I.S., Brandt, S.B., Ivanov, A.V., Misharina, V.A., Chernyaeva, G.P. Uplift of the Baikal rift system and change of vegetation in its flanks as inferred from variations of spores, pollen, and diatoms in sediments // *Terra Nostra*. 2000. № 9. P. 148-163.

335. Rasskazov, S.V., Luhr, J.F., Bowring, S.A., Ivanov, A.V., Brandt, I.S., Brandt, S.B., Demonterova, E.I., Boven, A.A., Kunk, M., Housh, T., Dungan, M.A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress // *Berliner palaobiologische abhandlungen*. Special "SIAL III" issue. (Eds: Ivanov A.V., Coulter G., Timoshkin O.A. and Riedel F.). 2003. b4. P. 33-48.

336. Reichow, M.K., Litvinovsky, B.A., Parrish, R.R., Saunders, A.D. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian–Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U–Pb geochronology and whole-rock geochemistry // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. P. 120–135.

337. Repka, J.L., Anderson, R., Finkel, R. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 152. P. 59–73.

338. Ritz, J.-F., Arzhannikova, A., Vassallo, R., Arzhannikov, S., Larroque, C., Michelot, J.-L., & Massault, M. Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (western Baikal rift system, Russia) // *Tectonics*. 2018. V. 37. P. 1376-1392
339. Ritz, J.F., Bourlès, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enhtuvushin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., Yiou, F. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108 (B3). 2162.
340. Ritz, J.F., Brown, E.T., Bourles, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray–exposure dates: Application to the Bogd Fault, Gobi-Altai, Mongolia // *Geology*. 1995. V. 23 (11). P. 1019-1022
341. Ritz, J.-F., Larroque, C., Stéphan, J. F., Sankov, V., Arzhannikova, A., Calais, E., Deverchère, J., & Loncke, L. When compression meets extension: Interaction or competition? The example of the Tunka basin (Western Baikal, Siberia) // *Proceedings of the geosciences. University of Manchester*. 2000. P. 122.
342. Ritz, J.-F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E.T., Carretier, S., Bourlès, D. Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). *Special Paper of the Geological Society of America*, 2006. 415. P. 87–110.
343. Rizza, M., Ritz, J-F., Prentice, C., Vassallo, R., Braucher, R., Larroque, C., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Mahan, S., Massault, M., Michelot, J.-L., Todbileg, M., ASTER Team. Earthquake geology of the Bolnay fault (Mongolia) // *Bulletin of Seismological Society of America*. 2015. V. 105. № 1. P. 72-93.
344. Rizza, M., Ritz, J.-F., Braucher, R., Vassallo, R., Prentice, C., Mahan, S., et al. Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia) // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 186. P. 897–927.

345. Roger, F., Arnaud, N., Gilder, S., Tapponnier, P., Jolivet, M., Brunel, M., Malavieille, J., Xu Z. Geochronological and geochemical constraints on Mesozoic suturing in East Central Tibet // *Tectonics*. 2003. V. 22. P. 1037–20 p.
346. Rossignol, C., Hallot, E., Bourquin, S., Poujol, M., Jolivet, M., Pellenard, P., Ducassou, C., Nalpas, T., Heilbronn, G., Yu, J., Dabard, M.-P. Using volcanoclastic rocks to constrain sedimentation ages: To what extent are volcanism and sedimentation synchronous? // *Sediment. Geol.* 2019. V. 381. P. 46–64.
347. San'kov, V., Deverchere, J., Gaudemer, Y., Houdry, F., Filippov, A. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // *Tectonics*. 2000. V. 19. №4. P. 707–722.
348. Sankov, V.A., Lukhnev, A.V., Miroshnitchenko, A.I., Dobrynina, A.A., Ashurkov, S.V., Byzov, L. M., Dembelov, M. G., Calais, E., and Déverchère, J. Contemporary Horizontal Movements and Seismicity of the South Baikal Basin (Baikal Rift System) // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2014. V. 50. №6. P. 785–794.
349. Sankov, V.A., Lukhnev, A.V., Miroshnichenko, A.I., Ashurkov, S.V., Byzov, L.M., Dembelov, M.G., Calais, E., Deverchere, J. Extension in the Baikal rift: present-day kinematics of passive rifting // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 425 (2). P. 205–209.
350. Scholz, C.A. and Hutchinson, D.R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation Zone, Lake Baikal Rift, Siberia // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. V. 89. P. 212–228.
351. Scotese, C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstruction // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1991. V. 87. P. 493–501.
352. Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis (In: Yin, A., Harrison, T.M. Eds.) // *The Tectonics of Asia*. Cambridge Univ. Press. New York. 1996. P. 486–640.

353. Seredkina, A., Kozhevnikov, V., Melnikova, V., Solovey, O. Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 261. P. 152-160.
354. Seward, D., Spikings, R., Viola, G., Kounov, A., Ruiz, G.M.H., Naeser, N. Etch times and operator variation for spontaneous track lengths measurements in apatites: an intra-laboratory check // *On Track*. 2000. V. 10. P. 16-21.
355. Shebalin, N. V., & Leydecker, G. Earthquake catalogue for the former Soviet Union and Bbrders up to 1988 // Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. 1997. P. 135.
356. Sherman, S.I. Faults of the Baikal rift Zone // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 31-40.
357. Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Boulès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G. & Yiou, F. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 220. P. 345-364.
358. Sklyarov, E.V., Mazukabzov, A.M., Donskaya, T.V., Doronina, N.A. & Shafeev, A.A. Metamorphic core complexes of the Zagan Range (Transbaikalia) // *Doklady Earth Sciences*. 1994. V. 339. P. 83–86.
359. Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J. Plesovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
360. Smekalin, O.P., Shchetnikov, A.A. and White, D. Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia) // [in special issue: Geology of Baikal Region] *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 317-328.
361. Sobel, E.R., Arnaud, N., Jolivet, M., Ritts, B.D., and Brunel M. Jurassic to Cenozoic exhumation history of the Altyn Tagh range, NW China, constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and apatite

fission track thermochronology // Geological Society of America Memoir. 2001. V. 194. P. 247-267.

362. Sobel, E.R., Osnik, M., Burbank, D. and Mikolaichuk, A. Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // Tectonics. 2006. V. 25. P. 1-17.

363. Solonenko, A., Solonenko, N., Melnikova, V., Shteiman, E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bulletin - Centres de Recherches Exploration-Production Elf- Aquitaine. 1997. V. 21 (1). P. 207–231.

364. Sorokin, A.A., Kudryashov, N.M. The first U-Pb geochronological and geochemical data on Late Vendian and Early Paleozoic acid volcanic rocks of the Mamyn Terrane (Central Asian Fold Belt) // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 465 (2). P. 1237–1242.

365. Sorokin, A.A., Kudryashov, N.M. The Cambrian–Ordovician diorite–granodiorite–granite association of the Mamyn Terrane (Central Asian Fold Belt): U-Pb geochronological and geochemical data // Doklady Earth Sciences. 2017. V. 472 (1). P. 113–118.

366. Sorokin, A.A., Zaika, V.A., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Xu W.L., Yang, H. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58-78.

367. Stone, J.O. Air pressure and cosmogenic isotope production // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 23753–23759.

368. Stuiver, M., and Reimer, P.J. Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215-230.

369. Stuiver, M., Grootes, P.M., Braziunas, T.F. The GISP2 18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes // Quaternary Research. 1995. V. 44 (3). P. 341-354.

370. Stuiver, M., Reimer, P. J., & Reimer, R. W. 2018. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2018-4-30.

371. Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W. 2019. CALIB 7.1 [WWW program]. <http://calib.org>, accessed 2019-1-28.
372. Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W. 2021. CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>
373. Sun, D-Y., Gou, J., Wang, T-H., Ren, Y-S., Liu, Y-J., Guo, H-Y., Liu, X-M., Hu, Z-C. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China – subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // *International Geology Review*. 2013. V. 55. V. 14. P. 1801-1816.
374. Sun, Ch., Xu, W., Cawood, P.A., Tang, J., Zhao, Sh., Li, Y., & Zhang, X. Crustal growth and reworking: A case study from the Erguna Massif, eastern Central Asian Orogenic Belt // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. P. 17671.
375. Suvorov, V.D., Mishenkina, Z.M., Petrick, G.V., Sheludko, I.F., Seleznev, V.S., Solovyov, V.M. Structure of the crust in the Baikal Rift Zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*. 2002. V. 351. P. 61–74.
376. Svensson, A., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S.M., Johnsen, S.J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S.O., Rothlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., and Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Climate of the Past*. 2008. V. 4. P. 47–57.
377. Tapponnier, P., and P. Molnar. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 3425-3455.
378. Tomurtogoo, O., Windley, B.F., Kroner, A., Badarch, G., and Liu, D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: Constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // *Journal of the Geological Society*. 2005. V. 162. P. 197–229
379. Van der Beek, P., Delvaux, D., Andriessen, P.A.M., and Levi, K.G. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal Region, SE Siberia // *Journal of the Geological Society of London*. 1996. V. 153. P. 515-523.

380. Van der Voo, R., van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Spakman, W., and Torsvik, T.H. Latest Jurassic–earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // Geological Society of America Special Paper. 2015. V. 513. P. 1–18.
381. van Hunen, J., Allen, M.B. Continental collision and slab break-off: a comparison of 3-D numerical models with observations. *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 302. P. 27–37.
382. Vassallo, R., J-F. Ritz, R. Braucher, M. Jolivet, S. Carretier, C. Larroque, A. Chauvet, C. Sue, M. Todbileg, D. Bourles, A. Arzhannikova and S. Arzhannikov. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia // *Tectonics*. 2007. V. 26. TC5013. P. 1-24.
383. Vergnolle, M., Calais, E., Dong, L. Dynamics of continental deformation in Asia // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. B11403.
384. Vergnolle, M., Pollitz, F., & Calais, E. Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108 (B10). 2502.
385. Vermeesch, P. On the visualisation of detrital age distributions // *Chemical Geology*. 2012. V. 312. P. 190-194.
386. Vermeesch, P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P.1479-1493.
387. Wallace, R.E. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, NorthCentral Nevada // *J. Res. U.S. Geophys. Surv.* 1978. V. 6. P. 637 –650.
388. Wang, T., Guo, L., Zheng, Y., Donskaya, T., Gladkochub, D., Zeng, L., Li, J., Wang, Y., Mazukabzov, A. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U-Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*. 2012. V. 154. P. 315—345.

389. Wang, T., Zheng, Y.D., Zhang, J.J., Zeng, L.S., Donskaya, T.V., Guo, L., Li, J.B. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes // *Tectonics*. 2011. V. 30. TC6007.
390. Wells, D.L and Coppersmith, K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bulletin of the seismological society of America*. 1994. V. 84. №4. P. 974-1002.
391. Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., van Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Newsletter*. 1995. V. 19. P. 1–23.
392. Windley, B.F., Allen, M.B. Mongolia plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia // *Geology*. 1993. V. 21. P. 295–298.
393. Winkler, W., Bussien, D., Baatar, M., Anaad, Ch., and Quadt, A. Detrital Zircon Provenance Analysis in the Central Asian Orogenic Belt of Central and Southeastern Mongolia - A Palaeotectonic Model for the Mongolian Collage // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 880.
394. Wu, F.-Y., Sun, D.-Y., Ge, W.-C., Zhang, Y.-B., Grant, M.L., Wilde, S.A., Jahn, B.-M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 41. P. 1–30.
395. Yang, Y.-T., Guo, Z.-X., Song, C.-C., Li, X.-B., He, S. A short-lived but significant Mongol – Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic – earliest Cretaceous // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. P. 1096-1116.
396. Yang, W., Jolivet, M., Dupont-Nivet, G., Guo, Z., Zhang, Z., Zhang, Z. Source to sink relations between the Tian Shan and Junggar Basin (northwest China) from Late Palaeozoic to Quaternary: evidence from detrital U-Pb zircon geochronology // *Basin Res.* 2013. V. 25. P. 219–240.
397. Yarmolyuk, V. V., Kozlovsky, A. M., Savatenkov, V.M., Kovach, V.P., Kozakov, I.K., Kotov, A.B., Lebedev, V.I. and Eenjin, G. Composition, Sources, and Geodynamic Nature of

Giant Batholiths in Central Asia: Evidence from the Geochemistry and Nd Isotopic Characteristics of Granitoids in the Khangai Zonal Magmatic Area // *Petrology*. 2016. V. 24. 5. P. 433–461.

398. Yarmolyuk, V.V., Ivanov, V.G. Late Mesozoic and Cenozoic magmatism and geodynamics of western Transbaikalia // *Geotektonika (Geotectonics (Engl. Transl.))*. 2000. V. 2. P. 43–64 (V.2. P. 121–140).

399. Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Sal'nikova, E.B., Budnikov, S.V., Kovach, V.P., Kotov, A.B., Ponomarchuk, V.A. Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamic of the Early Mesozoic Mongolia–Transbaikal province // *Geotectonics*. 2002. V. 36 (4). P. 293–311.

400. Yi, Z., & Meert, J. G. A closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of paleomagnetic and geological evidence // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. e2020GL088235.

401. Yin, A., and Nie, S. A Phanerozoic plinstatic reconstruction of China and its neighboring regions. (In Yin A and Harrison T.M., eds.) // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge. Cambridge University Press. 1996. P. 442-485.

402. Yin, A., Nie, S. An indentation model for North and South China collision and the development of the Tan Lu and Honam fault systems, eastern Asia // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 801–813.

403. Zhao, X., Coe, R.S., Zhou, Y.X., Wu, H.R., Wang, J. New palaeomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 43–81.

404. Zheng, Y., Wang, S. & Wang, Y. An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex in Sino-Mongolian boundary area // *Science in China*. 1991. Ser. B. V.34. P. 1145-1152.

405. Zhu, D.-C., Wang, Q., Zhao, Z.-D., Chung, S.-L., Cawood, P.A., Niu, Y., Liu, S.-A., Wu, F.-Y., Mo, X.-X. Magmatic record of India-Asia collision. *Scientific Reports*. 2015. V. 5. 14289.

406. Zonenshain, L.P. and Savostin, L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76 (1-2). P. 1-45.
407. Zonenshain, L.P., Kuzmin, M.I., and Natapov, L.M. *Geology of the USSR: A Plate Tectonic Synthesis* // American Geophysical Union. Geodynamics Series. 1990. V. 21.
408. Zorin, Y.A., Turutanov, E.Kh., Mordvinova, V.V., Kozhevnikov, V.M., Yanovskaya, T.B., Treussov, A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 153–173.
409. Zorin, Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.
410. Zorin, Yu.A., Sklyarov, E.V., Mazukabzov, A.M. & Belichenko, V.G. Metamorphic core complexes and Early Cretaceous rifting in the TransBaikal region // *Russian Geology and Geophysics*. 1997. V. 38. P. 1574–1584.

Приложения:

Таблица П.1. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из акадуйской свиты Восточно-Забайкальского прогиба (образец Ln-15-24).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB7 | 216,9 | 102,8 | 170,4 | 5,2 | 165,9 | 6,5 | 162,3 | 4,4 | 2,2 |
| PRB37 | 207,9 | 81,5 | 168,4 | 4,6 | 173,8 | 5,2 | 171,2 | 4,4 | 1,5 |
| PRB47 | 254,4 | 79,8 | 170,5 | 4,6 | 177,4 | 5,2 | 171,6 | 4,4 | 3,4 |
| PRB51 | 98,0 | 83,6 | 167,7 | 4,3 | 168,2 | 4,9 | 173,0 | 4,5 | -2,8 |
| PRB4 | 179,5 | 75,2 | 174,5 | 3,9 | 174,6 | 4,7 | 174,2 | 4,5 | 0,2 |
| PRB41 | 299,0 | 84,9 | 175,0 | 5,1 | 183,2 | 5,8 | 174,2 | 4,5 | 5,2 |
| PRB2 | 186,2 | 89,2 | 176,5 | 4,3 | 179,7 | 5,9 | 179,1 | 4,7 | 0,3 |
| PRB48 | 199,9 | 86,0 | 173,3 | 5,0 | 180,6 | 5,7 | 179,1 | 4,6 | 0,8 |
| PRB46 | 254,6 | 85,4 | 234,2 | 5,9 | 234,7 | 7,2 | 232,6 | 6,0 | 0,9 |
| PRB36 | 250,5 | 82,5 | 247,8 | 6,1 | 246,1 | 7,2 | 245,5 | 6,3 | 0,2 |
| PRB8 | 347,5 | 75,9 | 246,2 | 5,8 | 255,7 | 7,0 | 245,7 | 6,4 | 4,1 |
| PRB44 | 309,8 | 81,5 | 248,8 | 6,4 | 252,4 | 7,4 | 246,2 | 6,3 | 2,5 |
| PRB40 | 226,9 | 92,5 | 242,4 | 6,3 | 247,2 | 8,3 | 249,2 | 6,5 | -0,8 |
| PRB43 | 353,7 | 80,6 | 246,5 | 6,2 | 260,1 | 7,5 | 249,7 | 6,4 | 4,2 |
| PRB34 | 266,8 | 95,1 | 248,7 | 6,7 | 251,8 | 8,8 | 250,1 | 6,6 | 0,7 |
| PRB5 | 291,2 | 78,9 | 249,1 | 6,1 | 254,2 | 7,2 | 250,1 | 6,5 | 1,6 |
| PRB25 | 259,5 | 79,2 | 257,9 | 6,3 | 253,9 | 7,1 | 253,1 | 6,5 | 0,3 |
| PRB28 | 229,7 | 78,9 | 268,6 | 6,4 | 252,2 | 7,0 | 254,6 | 6,5 | -0,9 |
| PRB26 | 383,3 | 77,8 | 257,4 | 6,7 | 267,9 | 7,5 | 254,7 | 6,6 | 5,2 |
| PRB21 | 352,2 | 79,6 | 254,5 | 6,6 | 264,8 | 7,6 | 254,9 | 6,6 | 3,9 |
| PRB27 | 216,5 | 77,8 | 254,3 | 6,4 | 251,6 | 6,8 | 255,3 | 6,6 | -1,4 |
| PRB33 | 228,1 | 80,5 | 255,3 | 6,3 | 252,8 | 7,2 | 255,3 | 6,6 | -1,0 |
| PRB50 | 257,4 | 153,5 | 274,2 | 9,9 | 255,6 | 15,1 | 255,3 | 7,4 | 0,1 |
| PRB52 | 405,6 | 82,2 | 250,8 | 7,0 | 270,8 | 8,1 | 255,3 | 6,6 | 6,1 |
| PRB39 | 281,0 | 79,8 | 235,1 | 5,9 | 258,2 | 7,3 | 255,5 | 6,6 | 1,1 |
| PRB53 | 282,1 | 83,0 | 256,6 | 7,1 | 258,8 | 7,6 | 256,1 | 6,6 | 1,1 |
| PRB45 | 236,8 | 79,3 | 252,7 | 6,3 | 254,6 | 7,0 | 256,4 | 6,6 | -0,7 |
| PRB55 | 294,3 | 84,7 | 251,1 | 6,7 | 260,6 | 7,9 | 256,7 | 6,6 | 1,5 |
| PRB13 | 258,8 | 79,7 | 256,8 | 6,3 | 257,4 | 7,3 | 257,2 | 6,6 | 0,1 |
| PRB54 | 357,5 | 83,3 | 254,3 | 6,8 | 267,5 | 8,0 | 257,2 | 6,6 | 4,0 |
| PRB14 | 286,3 | 76,8 | 255,7 | 6,0 | 261,0 | 7,1 | 258,1 | 6,7 | 1,1 |
| PRB22 | 252,0 | 79,2 | 265,5 | 7,4 | 257,6 | 7,2 | 258,1 | 6,6 | -0,2 |
| PRB38 | 376,9 | 80,2 | 253,0 | 6,5 | 270,6 | 7,8 | 258,3 | 6,7 | 4,8 |
| PRB23 | 299,7 | 76,8 | 254,2 | 6,6 | 263,0 | 7,1 | 258,8 | 6,7 | 1,6 |
| PRB17 | 319,3 | 74,7 | 256,9 | 5,8 | 265,3 | 7,0 | 259,1 | 6,7 | 2,4 |
| PRB29 | 300,0 | 81,6 | 266,5 | 6,3 | 265,1 | 7,7 | 261,1 | 6,7 | 1,5 |
| PRB3 | 267,7 | 73,6 | 251,6 | 5,6 | 262,0 | 6,7 | 261,3 | 6,7 | 0,3 |
| PRB49 | 263,1 | 79,2 | 253,3 | 6,5 | 261,6 | 7,2 | 261,3 | 6,7 | 0,1 |
| PRB11 | 203,5 | 81,5 | 254,8 | 6,8 | 255,8 | 7,3 | 261,5 | 6,8 | -2,2 |
| PRB30 | 329,2 | 92,4 | 269,0 | 7,1 | 268,8 | 9,1 | 261,8 | 6,9 | 2,7 |
| PRB16 | 289,6 | 75,5 | 260,5 | 6,2 | 266,0 | 7,1 | 263,2 | 6,8 | 1,1 |
| PRB32 | 262,9 | 74,0 | 254,7 | 5,9 | 267,4 | 6,8 | 267,8 | 6,8 | -0,1 |
| PRB12 | 406,3 | 72,1 | 303,1 | 8,4 | 301,9 | 7,7 | 288,5 | 7,4 | 4,6 |
| PRB15 | 463,8 | 89,5 | 301,0 | 8,7 | 320,2 | 10,4 | 300,6 | 7,9 | 6,5 |
| PRB6 | 374,9 | 76,1 | 316,7 | 7,1 | 332,5 | 8,8 | 326,3 | 8,4 | 1,9 |
| PRB20 | 470,6 | 75,2 | 458,8 | 11,4 | 449,2 | 11,1 | 444,8 | 11,3 | 1,0 |
| PRB31 | 423,1 | 72,9 | 471,7 | 11,1 | 465,0 | 11,1 | 473,3 | 11,9 | -1,8 |
| PRB1 | 466,9 | 70,6 | 473,2 | 10,6 | 477,7 | 11,0 | 479,7 | 12,1 | -0,4 |
| PRB19 | 630,4 | 67,6 | 910,3 | 21,9 | 600,4 | 12,8 | 592,3 | 14,8 | 1,4 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|
| PRB42 | 959,1 | 66,8 | 860,5 | 21,0 | 915,5 | 17,7 | 897,1 | 21,8 | 2,1 |
| PRB35 | 891,3 | 65,8 | 930,6 | 21,0 | 923,5 | 17,3 | 936,7 | 22,7 | -1,4 |

Таблица П.2. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из базановской свиты Восточно-Забайкальского прогиба (образец Ln-15-16).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB14 | 327,0 | 86,9 | 162,8 | 4,1 | 169,5 | 5,5 | 158,4 | 4,0 | 7,0 |
| PRB61 | 0,1 | 125,9 | 167,5 | 5,2 | 151,8 | 8,0 | 162,4 | 4,6 | -6,5 |
| PRB59 | 408,2 | 103,3 | 173,7 | 6,1 | 179,7 | 7,4 | 162,7 | 4,5 | 10,4 |
| PRB17 | 404,4 | 96,2 | 182,9 | 6,2 | 179,7 | 6,7 | 163,1 | 4,3 | 10,2 |
| PRB81 | 325,2 | 107,5 | 170,6 | 5,7 | 178,0 | 7,6 | 167,1 | 4,7 | 6,5 |
| PRB67 | 216,2 | 94,5 | 168,6 | 4,9 | 170,9 | 6,2 | 167,6 | 4,6 | 2,0 |
| PRB92 | 198,8 | 88,8 | 164,0 | 4,8 | 169,7 | 5,8 | 167,6 | 4,7 | 1,3 |
| PRB7 | 77,5 | 76,3 | 165,0 | 3,6 | 162,8 | 4,2 | 168,7 | 4,2 | -3,5 |
| PRB66 | 148,7 | 87,0 | 171,0 | 5,0 | 168,0 | 5,5 | 169,4 | 4,6 | -0,8 |
| PRB15 | 181,0 | 74,3 | 164,4 | 3,6 | 170,5 | 4,4 | 169,8 | 4,3 | 0,4 |
| PRB50 | 254,6 | 85,4 | 171,5 | 5,5 | 176,3 | 5,8 | 170,4 | 4,7 | 3,5 |
| PRB83 | 187,4 | 94,7 | 171,8 | 5,6 | 171,9 | 6,3 | 170,8 | 4,7 | 0,6 |
| PRB88 | 272,8 | 93,8 | 167,4 | 5,2 | 177,9 | 6,5 | 170,8 | 4,8 | 4,2 |
| PRB29 | 352,0 | 96,1 | 171,1 | 4,6 | 184,1 | 6,9 | 171,3 | 4,6 | 7,5 |
| PRB27 | 254,9 | 79,0 | 174,9 | 4,6 | 177,1 | 5,1 | 171,4 | 4,4 | 3,3 |
| PRB34 | 126,7 | 79,9 | 172,7 | 4,5 | 168,8 | 4,9 | 171,8 | 4,5 | -1,7 |
| PRB68 | 162,3 | 82,4 | 177,4 | 5,0 | 171,6 | 5,3 | 172,2 | 4,7 | -0,3 |
| PRB16 | 301,5 | 92,0 | 165,1 | 4,0 | 181,5 | 6,3 | 172,4 | 4,4 | 5,3 |
| PRB11 | 121,4 | 74,4 | 166,7 | 3,7 | 169,1 | 4,3 | 172,6 | 4,3 | -2,0 |
| PRB82 | 189,3 | 85,2 | 172,8 | 5,1 | 174,3 | 5,6 | 173,2 | 4,8 | 0,6 |
| PRB42 | 154,9 | 81,8 | 172,1 | 4,8 | 172,5 | 5,3 | 173,7 | 4,7 | -0,7 |
| PRB62 | 153,7 | 78,1 | 183,7 | 4,9 | 173,9 | 5,0 | 175,4 | 4,7 | -0,9 |
| PRB60 | 213,0 | 76,3 | 185,0 | 4,7 | 180,0 | 5,1 | 177,4 | 4,7 | 1,5 |
| PRB105 | 226,6 | 90,2 | 173,2 | 5,6 | 181,2 | 6,4 | 177,7 | 5,0 | 2,0 |
| PRB33 | 166,4 | 79,6 | 175,3 | 4,3 | 177,0 | 5,1 | 177,8 | 4,7 | -0,4 |
| PRB109 | 290,1 | 98,3 | 171,2 | 5,5 | 187,2 | 7,3 | 179,1 | 5,2 | 4,5 |
| PRB64 | 170,4 | 90,1 | 188,6 | 5,1 | 178,5 | 6,1 | 179,1 | 4,9 | -0,3 |
| PRB102 | 273,3 | 89,4 | 179,3 | 5,7 | 187,6 | 6,6 | 180,8 | 5,1 | 3,8 |
| PRB22 | 199,0 | 78,6 | 192,3 | 4,7 | 189,4 | 5,3 | 188,6 | 4,8 | 0,4 |
| PRB89 | 197,4 | 86,9 | 188,3 | 5,7 | 190,1 | 6,3 | 189,5 | 5,3 | 0,3 |
| PRB38 | 293,7 | 87,5 | 191,4 | 5,4 | 199,7 | 6,6 | 191,8 | 5,1 | 4,1 |
| PRB99 | 267,8 | 93,2 | 182,3 | 5,9 | 197,8 | 7,2 | 192,0 | 5,4 | 3,0 |
| PRB90 | 138,0 | 92,9 | 193,0 | 6,0 | 188,3 | 6,6 | 192,3 | 5,4 | -2,1 |
| PRB90a | 395,5 | 93,6 | 231,2 | 5,9 | 247,3 | 8,6 | 231,9 | 5,9 | 6,6 |
| PRB20 | 287,8 | 83,8 | 232,6 | 5,7 | 237,7 | 7,2 | 232,7 | 5,9 | 2,1 |
| PRB95 | 481,8 | 126,4 | 222,1 | 8,1 | 259,5 | 13,1 | 235,5 | 7,0 | 10,2 |
| PRB71 | 419,1 | 102,8 | 243,3 | 8,1 | 254,5 | 10,1 | 237,0 | 6,6 | 7,4 |
| PRB3 | 282,5 | 92,4 | 226,6 | 5,5 | 242,6 | 8,1 | 238,5 | 6,0 | 1,7 |
| PRB28 | 290,4 | 84,8 | 239,6 | 5,8 | 243,5 | 7,5 | 238,7 | 6,2 | 2,0 |
| PRB9 | 244,4 | 73,8 | 240,2 | 5,2 | 239,2 | 6,0 | 238,7 | 5,9 | 0,2 |
| PRB18 | 255,3 | 85,9 | 241,8 | 6,0 | 240,7 | 7,4 | 239,2 | 6,1 | 0,6 |
| PRB31 | 315,0 | 88,5 | 235,6 | 6,3 | 246,5 | 8,1 | 239,4 | 6,3 | 3,0 |
| PRB4 | 294,5 | 76,5 | 227,6 | 4,9 | 245,4 | 6,5 | 240,3 | 5,9 | 2,1 |
| PRB52 | 368,0 | 86,8 | 244,9 | 7,3 | 252,9 | 8,5 | 240,4 | 6,6 | 5,2 |
| PRB24 | 254,0 | 79,7 | 244,6 | 5,9 | 241,8 | 6,8 | 240,6 | 6,2 | 0,5 |
| PRB63 | 225,0 | 80,0 | 242,7 | 6,3 | 239,3 | 7,0 | 240,7 | 6,4 | -0,6 |
| PRB79 | 215,9 | 89,2 | 244,0 | 7,2 | 239,0 | 7,9 | 241,3 | 6,6 | -1,0 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|------|--------|------|--------|------|------|
| PRB1 | 291,7 | 78,5 | 242,6 | 5,2 | 246,2 | 6,7 | 241,5 | 5,9 | 1,9 |
| PRB45 | 395,5 | 81,8 | 234,8 | 6,4 | 259,3 | 8,1 | 244,3 | 6,6 | 6,1 |
| PRB80 | 241,5 | 88,0 | 252,6 | 7,2 | 244,1 | 8,0 | 244,4 | 6,7 | -0,1 |
| PRB103 | 453,5 | 112,9 | 244,2 | 9,2 | 265,6 | 11,8 | 244,7 | 7,1 | 8,5 |
| PRB8 | 263,2 | 81,9 | 237,5 | 5,3 | 246,9 | 7,1 | 245,2 | 6,1 | 0,7 |
| PRB110 | 436,8 | 93,5 | 229,9 | 7,5 | 264,6 | 9,7 | 245,5 | 7,0 | 7,8 |
| PRB101 | 296,5 | 90,6 | 227,9 | 7,2 | 251,3 | 8,7 | 246,5 | 6,9 | 1,9 |
| PRB84 | 310,8 | 86,5 | 242,6 | 7,1 | 253,8 | 8,2 | 247,7 | 6,8 | 2,5 |
| PRB104 | 328,8 | 110,8 | 235,7 | 8,4 | 255,7 | 11,0 | 247,8 | 7,2 | 3,2 |
| PRB78 | 262,0 | 87,8 | 255,3 | 7,4 | 250,5 | 8,2 | 249,3 | 6,8 | 0,5 |
| PRB87 | 396,1 | 98,7 | 236,2 | 7,9 | 264,0 | 10,1 | 249,3 | 7,0 | 5,9 |
| PRB47 | 255,2 | 81,4 | 249,0 | 6,9 | 251,3 | 7,6 | 250,7 | 6,7 | 0,2 |
| PRB70 | 256,5 | 106,5 | 273,6 | 10,5 | 251,8 | 10,1 | 251,2 | 7,0 | 0,2 |
| PRB96 | 438,5 | 92,7 | 247,4 | 7,9 | 271,0 | 9,7 | 252,0 | 7,1 | 7,5 |
| PRB37 | 400,1 | 93,4 | 239,3 | 6,9 | 269,5 | 9,6 | 254,6 | 6,8 | 5,9 |
| PRB30 | 321,3 | 78,8 | 257,3 | 6,6 | 263,1 | 7,5 | 256,6 | 6,6 | 2,5 |
| PRB23 | 405,2 | 83,7 | 266,0 | 7,5 | 274,2 | 8,4 | 259,1 | 6,7 | 5,8 |
| PRB19 | 390,9 | 77,4 | 260,4 | 6,3 | 274,4 | 7,6 | 261,0 | 6,6 | 5,1 |
| PRB5 | 247,5 | 74,2 | 255,7 | 5,5 | 260,9 | 6,5 | 262,4 | 6,4 | -0,6 |
| PRB69 | 437,2 | 90,0 | 266,9 | 8,4 | 281,4 | 9,6 | 262,9 | 7,2 | 7,0 |
| PRB57 | 527,4 | 114,6 | 288,9 | 10,3 | 294,3 | 13,1 | 265,6 | 7,5 | 10,8 |
| PRB74 | 221,6 | 82,7 | 278,6 | 7,7 | 264,0 | 7,9 | 268,7 | 7,3 | -1,7 |
| PRB36 | 272,4 | 84,9 | 279,3 | 7,3 | 282,4 | 8,7 | 283,6 | 7,5 | -0,4 |
| PRB108 | 363,7 | 89,7 | 290,3 | 9,6 | 300,3 | 10,2 | 292,1 | 8,3 | 2,8 |
| PRB91 | 469,8 | 106,8 | 335,4 | 11,9 | 336,3 | 13,6 | 317,1 | 9,0 | 6,1 |
| PRB51 | 343,8 | 81,7 | 329,3 | 9,4 | 326,8 | 9,8 | 324,1 | 8,8 | 0,8 |
| PRB35 | 352,0 | 83,4 | 339,9 | 8,8 | 333,0 | 9,9 | 330,3 | 8,6 | 0,8 |
| PRB48 | 532,6 | 88,4 | 355,1 | 10,7 | 358,1 | 11,8 | 331,5 | 9,0 | 8,0 |
| PRB40 | 374,3 | 81,8 | 353,8 | 9,4 | 365,0 | 10,6 | 363,4 | 9,6 | 0,4 |
| PRB85 | 417,3 | 85,7 | 380,3 | 11,7 | 385,8 | 11,9 | 380,6 | 10,4 | 1,4 |
| PRB21 | 392,1 | 73,3 | 400,0 | 9,2 | 401,1 | 9,9 | 402,7 | 10,1 | -0,4 |
| PRB76 | 402,3 | 79,5 | 417,6 | 11,7 | 421,5 | 11,8 | 424,9 | 11,4 | -0,8 |
| PRB2 | 575,2 | 69,0 | 426,5 | 9,0 | 450,1 | 10,0 | 426,0 | 10,2 | 5,7 |
| PRB55 | 534,4 | 78,5 | 446,3 | 13,0 | 460,4 | 12,9 | 445,2 | 12,0 | 3,4 |
| PRB49 | 347,3 | 77,3 | 437,3 | 11,9 | 430,4 | 11,5 | 445,8 | 11,8 | -3,5 |
| PRB58 | 564,0 | 108,7 | 452,7 | 13,6 | 476,2 | 18,6 | 457,9 | 12,7 | 4,0 |
| PRB94 | 520,3 | 84,2 | 450,8 | 13,3 | 474,4 | 14,1 | 464,9 | 12,7 | 2,0 |
| PRB26 | 445,2 | 72,6 | 469,9 | 11,6 | 470,1 | 11,1 | 475,2 | 11,9 | -1,1 |
| PRB65 | 400,1 | 73,2 | 478,5 | 12,7 | 467,9 | 11,5 | 481,7 | 12,6 | -2,9 |
| PRB41 | 509,2 | 77,9 | 499,1 | 13,1 | 494,5 | 13,1 | 491,1 | 12,8 | 0,7 |
| PRB75 | 564,6 | 75,9 | 569,4 | 16,6 | 648,5 | 15,8 | 672,8 | 17,6 | -3,6 |
| PRB53 | 809,7 | 75,6 | 805,0 | 23,0 | 751,9 | 18,7 | 732,0 | 19,3 | 2,7 |
| PRB86 | 875,9 | 71,8 | 995,6 | 27,2 | 799,5 | 18,3 | 772,3 | 20,3 | 3,5 |
| PRB10 | 967,9 | 65,1 | 828,2 | 18,1 | 899,3 | 16,6 | 871,7 | 20,5 | 3,2 |
| PRB56 | 1724,6 | 59,9 | 1701,9 | 43,5 | 1722,2 | 25,1 | 1719,5 | 40,9 | 0,2 |
| PRB72 | 1677,5 | 60,0 | 1855,8 | 46,7 | 1807,9 | 25,6 | 1922,9 | 45,4 | -6,0 |
| PRB99 | 267,8 | 93,2 | 182,3 | 5,9 | 197,8 | 7,2 | 192,0 | 5,4 | 3,0 |

Таблица П.3. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования магматических цирконов из даек, прорывающих бохтинскую (образец LN-15-40) и верхнегазмурскую (образец LN-15-48) свиты Восточно-Забайкальского прогиба.

| Номер точки анализа | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | | $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | |
|---------------------|----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|
| | age | +/-1 ster | age | +/-1 ster | age | +/-1 ster |
| LN-15-40 | 257 | 4 | 248 | 8 | 189 | 81 |
| LN-15-40 | 247 | 2 | 243 | 4 | 212 | 35 |

| | | | | | | |
|----------|-----|---|-----|---|-----|-----|
| LN-15-40 | 216 | 4 | 204 | 9 | -92 | 105 |
| LN-15-40 | 182 | 4 | 181 | 5 | 184 | 129 |
| LN-15-40 | 166 | 2 | 153 | 4 | 173 | 71 |
| LN-15-40 | 154 | 5 | 155 | 7 | 904 | 184 |
| LN-15-40 | 141 | 2 | 129 | 3 | 159 | 47 |
| LN-15-40 | 134 | 2 | 132 | 3 | 200 | 55 |
| LN-15-40 | 133 | 2 | 138 | 3 | 132 | 57 |
| LN-15-40 | 133 | 1 | 131 | 4 | 201 | 54 |
| LN-15-40 | 131 | 2 | 135 | 2 | 249 | 60 |
| LN-15-40 | 131 | 3 | 134 | 6 | 315 | 152 |
| LN-15-40 | 130 | 2 | 134 | 3 | 88 | 116 |
| LN-15-40 | 128 | 2 | 136 | 5 | 103 | 89 |
| LN-15-40 | 127 | 3 | 122 | 5 | 273 | 162 |
| LN-15-48 | 257 | 3 | 261 | 4 | 248 | 43 |
| LN-15-48 | 236 | 4 | 236 | 6 | 160 | 91 |
| LN-15-48 | 231 | 4 | 228 | 6 | 398 | 86 |
| LN-15-48 | 230 | 5 | 242 | 9 | 158 | 134 |
| LN-15-48 | 191 | 2 | 191 | 4 | 179 | 56 |
| LN-15-48 | 133 | 1 | 125 | 2 | 214 | 39 |
| LN-15-48 | 130 | 1 | 132 | 2 | 181 | 52 |
| LN-15-48 | 128 | 2 | 126 | 3 | 116 | 67 |
| LN-15-48 | 128 | 1 | 130 | 2 | 124 | 55 |
| LN-15-48 | 128 | 1 | 132 | 2 | 79 | 57 |
| LN-15-48 | 128 | 1 | 130 | 2 | 128 | 55 |
| LN-15-48 | 127 | 2 | 118 | 2 | 129 | 44 |
| LN-15-48 | 126 | 1 | 127 | 2 | 348 | 51 |
| LN-15-48 | 126 | 2 | 128 | 2 | 131 | 74 |
| LN-15-48 | 125 | 1 | 127 | 2 | 331 | 49 |
| LN-15-48 | 124 | 1 | 117 | 2 | 129 | 50 |

Таблица П.4. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из бохтинской свиты Восточно-Забайкальского прогиба (образец Ln-15-43).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB37 | 259,7 | 121,5 | 161,3 | 5,9 | 172,4 | 8,5 | 166,2 | 5,0 | 3,7 |
| PRB16 | 319,2 | 91,2 | 168,9 | 5,8 | 184,5 | 6,6 | 174,1 | 5,0 | 6,0 |
| PRB32 | 287,5 | 105,8 | 247,3 | 9,1 | 242,9 | 10,0 | 238,5 | 7,0 | 1,8 |
| PRB26 | 501,6 | 87,8 | 242,8 | 7,7 | 264,9 | 9,1 | 239,0 | 6,8 | 10,8 |
| PRB45 | 273,4 | 100,2 | 247,0 | 8,8 | 244,2 | 9,5 | 241,5 | 7,1 | 1,1 |
| PRB4 | 367,4 | 96,8 | 243,6 | 7,6 | 255,1 | 9,6 | 242,9 | 6,9 | 5,0 |
| PRB25 | 467,7 | 98,3 | 246,9 | 9,1 | 265,6 | 10,2 | 243,3 | 7,0 | 9,2 |
| PRB5 | 314,2 | 107,9 | 257,5 | 10,1 | 250,3 | 10,4 | 243,5 | 7,0 | 2,8 |
| PRB49 | 502,8 | 122,8 | 245,3 | 10,2 | 269,4 | 13,3 | 243,6 | 7,5 | 10,6 |
| PRB50 | 409,1 | 108,7 | 244,2 | 9,9 | 259,9 | 11,2 | 244,0 | 7,3 | 6,5 |
| PRB14 | 171,1 | 102,3 | 241,5 | 8,2 | 237,4 | 9,2 | 244,1 | 7,0 | -2,7 |
| PRB98 | 394,8 | 93,2 | 260,1 | 9,2 | 259,2 | 9,4 | 244,3 | 6,9 | 6,1 |
| PRB21 | 207,9 | 99,3 | 252,1 | 8,5 | 241,3 | 9,1 | 244,9 | 7,0 | -1,5 |
| PRB76 | 356,9 | 80,8 | 252,7 | 7,1 | 255,9 | 7,8 | 244,9 | 6,8 | 4,5 |
| PRB11 | 425,1 | 97,8 | 246,1 | 7,7 | 263,0 | 10,0 | 245,2 | 7,0 | 7,3 |
| PRB6 | 233,5 | 93,5 | 241,2 | 8,2 | 244,8 | 8,6 | 246,0 | 6,9 | -0,5 |
| PRB29 | 472,9 | 114,1 | 263,9 | 11,0 | 269,2 | 12,1 | 246,4 | 7,3 | 9,3 |
| PRB13 | 354,4 | 96,5 | 245,5 | 8,0 | 257,6 | 9,6 | 247,1 | 7,0 | 4,2 |
| PRB79 | 205,3 | 84,0 | 247,5 | 7,3 | 243,2 | 7,6 | 247,1 | 6,9 | -1,6 |

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB38 | 246,0 | 98,6 | 237,7 | 8,4 | 247,0 | 9,3 | 247,4 | 7,2 | -0,2 |
| PRB19 | 280,7 | 86,3 | 246,6 | 7,0 | 251,3 | 8,2 | 248,2 | 7,0 | 1,2 |
| PRB7 | 489,7 | 104,4 | 246,7 | 8,6 | 272,9 | 11,1 | 248,2 | 7,1 | 10,0 |
| PRB7a | 379,1 | 113,0 | 251,9 | 8,6 | 261,4 | 11,6 | 248,4 | 7,2 | 5,2 |
| PRB18 | 302,7 | 89,3 | 245,4 | 8,1 | 253,6 | 8,6 | 248,4 | 7,0 | 2,1 |
| PRB86 | 296,2 | 88,8 | 251,1 | 8,0 | 253,2 | 8,5 | 248,5 | 7,0 | 1,9 |
| PRB10 | 351,4 | 104,2 | 244,2 | 7,7 | 259,1 | 10,5 | 248,9 | 7,1 | 4,1 |
| PRB41 | 331,5 | 116,7 | 274,0 | 11,1 | 256,8 | 11,8 | 249,0 | 7,5 | 3,1 |
| PRB43 | 374,5 | 106,6 | 256,7 | 11,5 | 261,2 | 11,0 | 249,0 | 7,4 | 4,9 |
| PRB2 | 288,9 | 77,6 | 246,1 | 6,4 | 253,1 | 7,3 | 249,2 | 6,9 | 1,6 |
| PRB72 | 273,6 | 84,2 | 249,4 | 7,4 | 251,7 | 7,9 | 249,3 | 6,9 | 1,0 |
| PRB78 | 338,1 | 84,4 | 246,0 | 7,4 | 258,5 | 8,2 | 249,8 | 6,9 | 3,5 |
| PRB28 | 311,7 | 99,0 | 251,5 | 8,4 | 256,1 | 9,8 | 250,2 | 7,2 | 2,4 |
| PRB1 | 176,2 | 97,4 | 249,7 | 8,4 | 243,6 | 8,9 | 250,6 | 7,0 | -2,8 |
| PRB24 | 315,6 | 107,4 | 241,6 | 10,1 | 256,9 | 10,7 | 250,6 | 7,3 | 2,5 |
| PRB27 | 207,2 | 86,2 | 242,8 | 7,5 | 246,3 | 8,0 | 250,6 | 7,1 | -1,7 |
| PRB54 | 212,9 | 106,1 | 254,1 | 11,8 | 247,1 | 10,1 | 251,1 | 7,5 | -1,6 |
| PRB12 | 292,7 | 86,7 | 254,3 | 7,6 | 255,3 | 8,4 | 251,2 | 7,0 | 1,6 |
| PRB20 | 425,1 | 94,6 | 254,7 | 8,0 | 268,8 | 9,9 | 251,2 | 7,2 | 7,0 |
| PRB59 | 263,2 | 79,6 | 245,9 | 6,4 | 252,5 | 7,5 | 251,3 | 6,9 | 0,5 |
| PRB102 | 312,8 | 96,9 | 251,2 | 9,4 | 257,7 | 9,5 | 251,6 | 7,2 | 2,4 |
| PRB17 | 362,9 | 106,9 | 254,3 | 8,9 | 262,9 | 11,0 | 251,8 | 7,3 | 4,4 |
| PRB34 | 266,3 | 94,7 | 257,7 | 8,6 | 253,1 | 9,2 | 251,9 | 7,3 | 0,5 |
| PRB23 | 242,0 | 91,7 | 272,0 | 12,2 | 250,9 | 8,7 | 252,0 | 7,2 | -0,4 |
| PRB46 | 254,7 | 120,2 | 233,6 | 10,8 | 251,9 | 11,8 | 252,0 | 7,6 | 0,0 |
| PRB33 | 359,9 | 103,0 | 250,7 | 9,0 | 263,1 | 10,6 | 252,5 | 7,4 | 4,2 |
| PRB52 | 375,1 | 115,2 | 250,4 | 10,9 | 264,5 | 12,1 | 252,5 | 7,7 | 4,8 |
| PRB35 | 136,7 | 95,5 | 251,2 | 8,2 | 241,7 | 8,7 | 252,8 | 7,3 | -4,4 |
| PRB108 | 330,7 | 98,8 | 252,2 | 9,5 | 260,7 | 9,9 | 252,9 | 7,2 | 3,1 |
| PRB39 | 387,9 | 95,6 | 263,0 | 10,0 | 266,4 | 10,0 | 253,0 | 7,4 | 5,3 |
| PRB48 | 398,9 | 109,1 | 273,8 | 11,7 | 267,5 | 11,6 | 253,1 | 7,6 | 5,7 |
| PRB47 | 218,1 | 113,6 | 261,6 | 10,7 | 249,6 | 10,9 | 253,3 | 7,6 | -1,5 |
| PRB103 | 304,0 | 109,6 | 258,8 | 10,1 | 258,4 | 10,9 | 253,4 | 7,3 | 2,0 |
| PRB22 | 249,2 | 115,0 | 263,8 | 9,7 | 252,9 | 11,2 | 253,4 | 7,4 | -0,2 |
| PRB30 | 336,4 | 97,5 | 244,6 | 8,8 | 261,6 | 9,9 | 253,4 | 7,3 | 3,2 |
| PRB92 | 352,9 | 92,7 | 262,0 | 8,9 | 263,6 | 9,3 | 253,6 | 7,2 | 3,9 |
| PRB36 | 214,4 | 95,9 | 238,4 | 7,8 | 249,7 | 9,1 | 253,7 | 7,3 | -1,6 |
| PRB3 | 293,0 | 90,3 | 246,4 | 7,0 | 257,8 | 8,8 | 253,9 | 7,1 | 1,5 |
| PRB51 | 358,8 | 111,6 | 252,1 | 11,4 | 264,2 | 11,7 | 254,1 | 7,7 | 4,0 |
| PRB8 | 438,5 | 87,2 | 244,5 | 7,2 | 273,4 | 9,2 | 254,4 | 7,1 | 7,5 |
| PRB81 | 258,8 | 88,0 | 258,7 | 7,7 | 255,1 | 8,4 | 254,6 | 7,1 | 0,2 |
| PRB82 | 290,8 | 95,8 | 254,6 | 8,1 | 258,6 | 9,4 | 255,0 | 7,2 | 1,4 |
| PRB90 | 324,1 | 86,7 | 248,6 | 7,9 | 262,1 | 8,6 | 255,2 | 7,1 | 2,7 |
| PRB90a | 319,1 | 81,0 | 246,5 | 6,4 | 261,8 | 8,0 | 255,4 | 7,1 | 2,5 |
| PRB80 | 256,6 | 84,7 | 254,2 | 7,4 | 255,6 | 8,1 | 255,4 | 7,1 | 0,1 |
| PRB95 | 337,2 | 90,5 | 251,9 | 8,3 | 263,7 | 9,1 | 255,4 | 7,2 | 3,2 |
| PRB71 | 250,4 | 88,1 | 240,6 | 7,1 | 255,0 | 8,4 | 255,5 | 7,1 | -0,2 |
| PRB75 | 290,1 | 83,1 | 257,3 | 7,2 | 258,9 | 8,0 | 255,5 | 7,1 | 1,3 |
| PRB109 | 242,1 | 93,2 | 297,7 | 13,4 | 254,6 | 8,9 | 255,8 | 7,2 | -0,5 |
| PRB55 | 336,9 | 107,5 | 246,5 | 10,0 | 263,7 | 11,1 | 255,9 | 7,7 | 3,0 |
| PRB106 | 249,3 | 93,0 | 255,1 | 9,1 | 255,4 | 8,9 | 256,0 | 7,2 | -0,2 |
| PRB67 | 354,2 | 84,3 | 249,9 | 6,9 | 266,0 | 8,5 | 256,0 | 7,1 | 3,9 |
| PRB73 | 342,3 | 90,6 | 268,0 | 8,5 | 265,0 | 9,1 | 256,2 | 7,2 | 3,4 |
| PRB83 | 424,1 | 88,7 | 255,0 | 8,5 | 273,6 | 9,3 | 256,3 | 7,2 | 6,7 |
| PRB84 | 303,8 | 84,7 | 259,1 | 7,8 | 261,1 | 8,3 | 256,3 | 7,1 | 1,9 |
| PRB77 | 317,6 | 81,4 | 254,1 | 7,1 | 263,0 | 8,0 | 256,9 | 7,1 | 2,4 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|------|--------|------|--------|------|------|
| PRB107 | 249,5 | 101,9 | 250,7 | 9,4 | 256,5 | 9,9 | 257,1 | 7,4 | -0,2 |
| PRB44 | 187,8 | 99,9 | 260,3 | 9,7 | 250,4 | 9,5 | 257,4 | 7,5 | -2,7 |
| PRB58 | 197,0 | 77,5 | 255,3 | 6,9 | 251,5 | 7,1 | 257,4 | 7,1 | -2,3 |
| PRB66 | 342,4 | 82,7 | 247,4 | 7,0 | 266,1 | 8,3 | 257,5 | 7,1 | 3,3 |
| PRB91 | 369,4 | 91,5 | 263,2 | 9,1 | 269,0 | 9,4 | 257,5 | 7,3 | 4,5 |
| PRB68 | 350,6 | 84,4 | 260,6 | 8,3 | 267,7 | 8,5 | 258,3 | 7,2 | 3,6 |
| PRB56 | 270,4 | 77,9 | 250,2 | 6,5 | 259,6 | 7,5 | 258,4 | 7,1 | 0,5 |
| PRB100 | 267,8 | 91,5 | 246,7 | 8,2 | 259,5 | 8,9 | 258,5 | 7,3 | 0,4 |
| PRB70 | 297,4 | 80,6 | 254,0 | 6,8 | 262,5 | 7,9 | 258,6 | 7,1 | 1,5 |
| PRB65 | 222,8 | 84,4 | 259,7 | 7,0 | 255,2 | 8,0 | 258,7 | 7,2 | -1,4 |
| PRB101 | 139,8 | 96,0 | 256,5 | 8,7 | 247,6 | 8,8 | 259,0 | 7,3 | -4,4 |
| PRB74 | 471,0 | 92,3 | 258,9 | 8,2 | 281,6 | 9,9 | 259,2 | 7,3 | 8,6 |
| PRB105 | 279,4 | 95,2 | 254,3 | 9,0 | 261,4 | 9,4 | 259,4 | 7,4 | 0,8 |
| PRB57 | 284,1 | 90,9 | 250,7 | 7,6 | 261,9 | 9,0 | 259,4 | 7,2 | 1,0 |
| PRB42 | 461,9 | 118,4 | 287,8 | 13,4 | 280,5 | 13,1 | 259,5 | 7,8 | 8,1 |
| PRB63 | 255,7 | 82,3 | 249,4 | 6,8 | 259,1 | 7,9 | 259,5 | 7,2 | -0,2 |
| PRB64 | 293,2 | 83,6 | 247,1 | 6,7 | 263,0 | 8,2 | 259,6 | 7,2 | 1,3 |
| PRB93 | 405,8 | 96,4 | 260,1 | 8,7 | 275,0 | 10,2 | 259,8 | 7,4 | 5,9 |
| PRB97 | 522,9 | 85,0 | 454,0 | 14,7 | 288,3 | 9,4 | 260,1 | 7,3 | 10,8 |
| PRB15 | 227,3 | 112,5 | 265,9 | 9,6 | 256,9 | 11,0 | 260,2 | 7,5 | -1,3 |
| PRB89 | 200,6 | 87,6 | 259,0 | 7,9 | 254,6 | 8,2 | 260,4 | 7,3 | -2,2 |
| PRB104 | 344,1 | 91,9 | 262,4 | 9,2 | 269,1 | 9,4 | 260,5 | 7,4 | 3,3 |
| PRB69 | 272,9 | 81,1 | 246,8 | 6,6 | 261,8 | 7,9 | 260,5 | 7,2 | 0,5 |
| PRB88 | 370,0 | 88,7 | 259,9 | 8,5 | 272,0 | 9,2 | 260,7 | 7,3 | 4,3 |
| PRB53 | 352,0 | 128,0 | 270,9 | 12,7 | 270,5 | 13,7 | 261,6 | 8,1 | 3,4 |
| PRB61 | 222,4 | 81,0 | 249,2 | 6,6 | 258,1 | 7,7 | 262,0 | 7,2 | -1,5 |
| PRB60 | 256,9 | 78,8 | 262,3 | 6,8 | 265,6 | 7,7 | 266,5 | 7,3 | -0,3 |
| PRB62 | 223,4 | 75,2 | 252,0 | 7,1 | 262,9 | 7,2 | 267,3 | 7,3 | -1,6 |
| PRB85 | 342,6 | 85,3 | 278,3 | 8,4 | 275,8 | 8,9 | 268,0 | 7,5 | 2,9 |
| PRB40 | 390,7 | 113,3 | 270,5 | 10,4 | 292,2 | 12,9 | 280,3 | 8,3 | 4,2 |
| PRB94 | 506,4 | 92,6 | 494,2 | 17,7 | 419,3 | 14,1 | 403,4 | 11,3 | 3,9 |
| PRB87 | 499,3 | 85,2 | 476,1 | 14,5 | 486,3 | 14,4 | 483,3 | 13,3 | 0,6 |
| PRB96 | 736,8 | 79,0 | 747,2 | 23,9 | 740,6 | 19,0 | 741,6 | 20,0 | -0,1 |
| PRB99 | 974,0 | 76,0 | 874,6 | 28,1 | 909,4 | 21,7 | 882,8 | 23,5 | 3,0 |
| PRB31 | 1098,7 | 80,4 | 1014,7 | 32,8 | 1076,3 | 26,2 | 1066,0 | 29,0 | 1,0 |

Таблица П.5. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из сивачинской свиты Восточно-Забайкальского прогиба (образец Ln-15-47).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB29 | 112,7 | 88,3 | 160,9 | 4,4 | 161,6 | 5,3 | 165,0 | 4,5 | -2,1 |
| PRB10 | 289,7 | 80,0 | 191,7 | 5,0 | 197,0 | 5,9 | 189,3 | 5,0 | 4,1 |
| PRB42 | 272,1 | 88,7 | 180,4 | 5,4 | 196,1 | 6,6 | 189,8 | 5,2 | 3,3 |
| PRB21 | 360,6 | 95,4 | 239,9 | 7,0 | 248,6 | 9,0 | 236,8 | 6,4 | 5,0 |
| PRB52 | 340,3 | 88,5 | 234,0 | 7,0 | 251,3 | 8,4 | 241,8 | 6,6 | 3,9 |
| PRB19 | 413,4 | 86,3 | 243,4 | 6,8 | 262,0 | 8,5 | 245,3 | 6,6 | 6,8 |
| PRB14 | 334,7 | 85,5 | 255,1 | 7,2 | 254,9 | 8,1 | 246,2 | 6,6 | 3,5 |
| PRB35 | 427,1 | 89,8 | 249,6 | 7,2 | 264,6 | 9,0 | 246,5 | 6,7 | 7,3 |
| PRB24 | 297,6 | 90,8 | 255,4 | 7,8 | 252,8 | 8,5 | 248,0 | 6,7 | 1,9 |
| PRB54 | 343,1 | 91,7 | 249,4 | 7,6 | 258,3 | 8,9 | 249,0 | 6,8 | 3,7 |
| PRB27 | 400,1 | 81,2 | 250,3 | 6,7 | 264,4 | 8,0 | 249,3 | 6,7 | 6,1 |
| PRB48 | 282,5 | 91,2 | 238,9 | 7,8 | 253,6 | 8,6 | 250,4 | 6,8 | 1,3 |
| PRB39 | 490,1 | 113,5 | 247,5 | 9,5 | 275,2 | 12,1 | 250,5 | 7,1 | 9,9 |
| PRB15 | 285,2 | 78,4 | 247,6 | 6,4 | 254,1 | 7,2 | 250,7 | 6,6 | 1,4 |

| | | | | | | | | | |
|-------|--------|-------|--------|------|--------|------|--------|------|------|
| PRB7 | 354,6 | 81,7 | 251,4 | 6,4 | 261,3 | 7,9 | 251,0 | 6,7 | 4,1 |
| PRB12 | 290,7 | 78,5 | 254,5 | 6,4 | 256,0 | 7,3 | 252,2 | 6,7 | 1,5 |
| PRB49 | 433,8 | 91,2 | 244,1 | 7,8 | 271,1 | 9,4 | 252,5 | 6,9 | 7,4 |
| PRB23 | 318,0 | 82,1 | 252,3 | 6,5 | 259,1 | 7,8 | 252,7 | 6,7 | 2,5 |
| PRB25 | 355,4 | 86,5 | 256,8 | 7,2 | 263,4 | 8,5 | 253,2 | 6,8 | 4,0 |
| PRB32 | 308,1 | 85,5 | 246,9 | 7,0 | 259,5 | 8,2 | 254,1 | 6,8 | 2,1 |
| PRB53 | 344,2 | 93,5 | 248,1 | 8,1 | 263,1 | 9,3 | 254,1 | 7,0 | 3,5 |
| PRB26 | 331,2 | 79,2 | 260,5 | 6,8 | 262,0 | 7,6 | 254,3 | 6,8 | 3,0 |
| PRB38 | 348,3 | 85,2 | 251,6 | 7,5 | 263,9 | 8,4 | 254,4 | 6,9 | 3,7 |
| PRB34 | 292,2 | 87,4 | 247,5 | 6,9 | 258,4 | 8,3 | 254,6 | 6,9 | 1,5 |
| PRB8 | 298,0 | 80,7 | 256,6 | 6,5 | 259,3 | 7,6 | 255,0 | 6,8 | 1,7 |
| PRB13 | 407,7 | 77,7 | 275,0 | 7,3 | 272,2 | 7,8 | 256,6 | 6,8 | 6,1 |
| PRB40 | 332,3 | 83,0 | 256,2 | 7,6 | 265,6 | 8,1 | 258,1 | 6,9 | 2,9 |
| PRB1 | 281,4 | 76,6 | 254,4 | 6,3 | 260,6 | 7,2 | 258,3 | 6,8 | 0,9 |
| PRB43 | 358,8 | 94,2 | 256,5 | 8,1 | 269,1 | 9,5 | 258,9 | 7,1 | 3,9 |
| PRB30 | 387,5 | 77,3 | 260,3 | 7,2 | 273,2 | 7,8 | 260,1 | 6,9 | 5,0 |
| PRB55 | 293,8 | 87,0 | 253,2 | 7,8 | 266,2 | 8,5 | 263,0 | 7,1 | 1,2 |
| PRB31 | 298,9 | 80,8 | 257,1 | 7,2 | 267,7 | 7,9 | 264,2 | 7,1 | 1,3 |
| PRB11 | 269,3 | 76,6 | 262,7 | 6,7 | 266,1 | 7,3 | 265,7 | 7,0 | 0,2 |
| PRB51 | 512,3 | 127,6 | 304,2 | 12,1 | 316,7 | 15,7 | 290,7 | 8,4 | 8,9 |
| PRB3 | 358,9 | 89,6 | 298,7 | 8,5 | 298,6 | 9,8 | 290,9 | 7,8 | 2,6 |
| PRB28 | 351,1 | 81,2 | 286,7 | 7,5 | 297,9 | 8,8 | 291,1 | 7,8 | 2,3 |
| PRB6 | 243,9 | 96,7 | 281,6 | 8,3 | 289,1 | 10,2 | 294,7 | 7,9 | -1,9 |
| PRB45 | 446,3 | 98,8 | 293,3 | 10,1 | 312,7 | 11,6 | 295,0 | 8,1 | 6,0 |
| PRB44 | 454,8 | 84,0 | 344,3 | 9,7 | 365,7 | 11,1 | 351,7 | 9,4 | 4,0 |
| PRB50 | 425,8 | 94,5 | 403,9 | 13,4 | 397,3 | 13,5 | 392,4 | 10,7 | 1,2 |
| PRB41 | 563,5 | 87,4 | 406,4 | 11,7 | 440,4 | 13,7 | 417,2 | 11,2 | 5,6 |
| PRB9 | 345,6 | 87,0 | 423,2 | 11,6 | 412,8 | 12,4 | 424,9 | 11,2 | -2,8 |
| PRB36 | 512,7 | 85,7 | 448,1 | 13,9 | 485,8 | 14,3 | 480,0 | 12,8 | 1,2 |
| PRB17 | 600,3 | 72,5 | 480,9 | 11,9 | 502,0 | 12,3 | 480,7 | 12,5 | 4,4 |
| PRB22 | 559,5 | 80,3 | 482,4 | 13,5 | 500,0 | 13,7 | 487,0 | 12,8 | 2,7 |
| PRB2 | 514,9 | 71,0 | 484,8 | 11,3 | 500,3 | 11,7 | 497,0 | 12,8 | 0,7 |
| PRB37 | 567,0 | 75,4 | 504,3 | 13,0 | 510,8 | 13,0 | 498,3 | 13,1 | 2,5 |
| PRB33 | 976,4 | 70,2 | 871,7 | 22,4 | 807,8 | 17,9 | 748 | 19,2 | 8,0 |
| PRB18 | 953,5 | 67,9 | 883,1 | 21,0 | 899,4 | 18,4 | 877,4 | 22,2 | 2,5 |
| PRB47 | 1020,8 | 72,4 | 977,7 | 28,4 | 968,0 | 21,0 | 944,8 | 24,2 | 2,5 |
| PRB5 | 1873,7 | 57,8 | 1729,2 | 39,4 | 1812,3 | 24,8 | 1759,2 | 41,4 | 3,0 |

Таблица П.6. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из верхнегазимурской свиты Восточно-Забайкальского прогиба (образец Ln-15-9).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB53 | 306,7 | 87,5 | 171,4 | 5,4 | 165,0 | 5,5 | 155,2 | 4,0 | 6,3 |
| PRB77 | 155,8 | 82,8 | 156,3 | 3,9 | 156,8 | 4,6 | 156,8 | 4,0 | 0,0 |
| PRB37 | 242,9 | 92,9 | 161,1 | 4,1 | 166,9 | 5,7 | 161,6 | 4,0 | 3,3 |
| PRB57 | 288,5 | 75,8 | 183,4 | 4,2 | 180,9 | 4,9 | 172,8 | 4,3 | 4,7 |
| PRB30 | 267,0 | 83,0 | 230,8 | 5,4 | 234,2 | 6,7 | 231,0 | 5,5 | 1,4 |
| PRB87 | 200,0 | 87,1 | 230,3 | 5,8 | 228,9 | 7,1 | 231,6 | 5,9 | -1,2 |
| PRB50 | 398,2 | 94,4 | 253,3 | 7,4 | 250,8 | 8,9 | 235,2 | 6,1 | 6,6 |
| PRB97 | 227,4 | 97,0 | 231,4 | 6,3 | 235,8 | 8,3 | 236,6 | 6,1 | -0,3 |
| PRB68 | 357,7 | 91,6 | 254,5 | 6,4 | 252,8 | 8,5 | 241,6 | 6,2 | 4,6 |
| PRB81 | 438,8 | 77,5 | 245,5 | 5,8 | 262,0 | 7,2 | 242,6 | 6,1 | 8,0 |
| PRB31 | 245,6 | 80,9 | 249,1 | 5,8 | 242,9 | 6,7 | 242,7 | 5,8 | 0,1 |
| PRB80 | 242,8 | 81,8 | 242,6 | 5,8 | 243,2 | 6,9 | 243,1 | 6,1 | 0,0 |
| PRB96 | 359,4 | 88,2 | 242,2 | 6,3 | 254,4 | 8,2 | 243,1 | 6,2 | 4,6 |

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|
| PRB26 | 343,9 | 81,8 | 243,4 | 6,1 | 254,3 | 7,2 | 244,8 | 5,8 | 3,9 |
| PRB46 | 350,2 | 83,1 | 245,2 | 7,0 | 255,6 | 7,6 | 245,3 | 6,2 | 4,2 |
| PRB73 | 90,1 | 82,9 | 257,1 | 6,0 | 232,1 | 6,4 | 246,2 | 6,1 | -5,7 |
| PRB70 | 395,2 | 86,5 | 253,9 | 6,8 | 261,3 | 8,3 | 246,6 | 6,2 | 6,0 |
| PRB106 | 237,6 | 85,9 | 238,1 | 7,3 | 245,8 | 7,5 | 246,6 | 6,3 | -0,3 |
| PRB83 | 347,6 | 80,5 | 246,9 | 6,3 | 256,7 | 7,3 | 246,8 | 6,2 | 4,0 |
| PRB11 | 400,1 | 82,9 | 250,5 | 5,8 | 263,3 | 7,5 | 248,3 | 5,8 | 6,0 |
| PRB13 | 334,4 | 76,7 | 246,5 | 5,5 | 257,2 | 6,5 | 248,9 | 5,7 | 3,3 |
| PRB28 | 323,2 | 77,8 | 252,2 | 5,9 | 257,4 | 6,7 | 250,3 | 5,9 | 2,8 |
| PRB79 | 330,6 | 79,4 | 252,1 | 6,0 | 258,4 | 7,2 | 250,5 | 6,3 | 3,2 |
| PRB63 | 303,0 | 79,7 | 254,1 | 5,9 | 255,8 | 7,1 | 250,6 | 6,3 | 2,1 |
| PRB76 | 283,2 | 77,7 | 254,4 | 5,9 | 254,8 | 6,9 | 251,7 | 6,3 | 1,2 |
| PRB61 | 292,0 | 74,2 | 263,4 | 5,8 | 256,7 | 6,5 | 252,8 | 6,3 | 1,5 |
| PRB108 | 224,8 | 85,4 | 245,0 | 6,8 | 251,4 | 7,6 | 254,2 | 6,5 | -1,1 |
| PRB99 | 276,9 | 80,7 | 249,2 | 6,5 | 256,6 | 7,2 | 254,3 | 6,4 | 0,9 |
| PRB86 | 277,0 | 79,0 | 251,2 | 6,6 | 258,6 | 7,1 | 256,5 | 6,4 | 0,8 |
| PRB64 | 378,9 | 87,8 | 257,3 | 6,6 | 269,5 | 8,6 | 257,0 | 6,5 | 4,9 |
| PRB7 | 177,4 | 73,1 | 256,9 | 4,9 | 249,8 | 5,6 | 257,8 | 5,8 | -3,1 |
| PRB2 | 360,0 | 76,4 | 276,8 | 5,7 | 271,3 | 6,7 | 261,3 | 5,9 | 3,8 |
| PRB9 | 180,2 | 74,6 | 268,9 | 5,3 | 259,1 | 6,0 | 268,1 | 6,0 | -3,4 |
| PRB32 | 318,5 | 79,2 | 290,3 | 7,2 | 284,3 | 7,6 | 280,2 | 6,7 | 1,5 |
| PRB24 | 403,1 | 85,7 | 284,2 | 7,2 | 296,8 | 8,9 | 283,6 | 6,8 | 4,7 |
| PRB51 | 373,3 | 82,0 | 297,5 | 8,2 | 293,8 | 8,6 | 283,7 | 7,2 | 3,6 |
| PRB93 | 456,7 | 84,4 | 275,5 | 7,2 | 305,3 | 9,3 | 285,7 | 7,3 | 6,9 |
| PRB101 | 363,1 | 82,1 | 282,1 | 7,4 | 295,2 | 8,5 | 286,6 | 7,3 | 3,0 |
| PRB59 | 195,5 | 86,4 | 291,5 | 6,9 | 277,8 | 8,2 | 287,6 | 7,2 | -3,4 |
| PRB94 | 347,5 | 94,1 | 281,6 | 8,9 | 294,5 | 10,0 | 287,8 | 7,4 | 2,3 |
| PRB54 | 466,5 | 104,6 | 315,6 | 10,9 | 309,4 | 12,1 | 288,7 | 7,6 | 7,2 |
| PRB74 | 312,9 | 77,7 | 292,7 | 6,6 | 291,8 | 7,7 | 289,2 | 7,2 | 0,9 |
| PRB34 | 314,3 | 81,9 | 300,0 | 7,1 | 293,5 | 8,2 | 290,9 | 7,0 | 0,9 |
| PRB67 | 384,1 | 83,7 | 306,5 | 7,6 | 303,4 | 9,0 | 293,0 | 7,4 | 3,5 |
| PRB25 | 500,7 | 107,4 | 314,4 | 9,3 | 317,8 | 12,5 | 293,5 | 7,3 | 8,3 |
| PRB42 | 281,1 | 82,0 | 313,0 | 8,4 | 297,4 | 8,4 | 299,4 | 7,4 | -0,7 |
| PRB43 | 261,8 | 80,8 | 314,9 | 7,9 | 296,3 | 8,2 | 300,7 | 7,4 | -1,5 |
| PRB5 | 208,2 | 92,0 | 312,3 | 7,2 | 296,8 | 9,1 | 308,4 | 7,1 | -3,8 |
| PRB55 | 466,2 | 98,4 | 328,4 | 10,3 | 328,2 | 11,9 | 308,7 | 8,1 | 6,3 |
| PRB22 | 425,7 | 108,2 | 360,7 | 12,2 | 327,3 | 12,9 | 313,8 | 7,8 | 4,3 |
| PRB107 | 306,5 | 85,0 | 295,2 | 10,3 | 315,6 | 9,3 | 316,8 | 8,1 | -0,4 |
| PRB39 | 421,4 | 85,4 | 320,7 | 9,3 | 336,5 | 10,0 | 324,3 | 8,0 | 3,8 |
| PRB109 | 493,2 | 112,6 | 338,6 | 13,1 | 367,3 | 15,2 | 347,5 | 9,3 | 5,7 |
| PRB88 | 598,5 | 89,8 | 361,3 | 9,2 | 384,4 | 12,4 | 349,7 | 9,0 | 9,9 |
| PRB103 | 464,5 | 92,9 | 338,2 | 9,8 | 372,6 | 12,2 | 357,8 | 9,2 | 4,1 |
| PRB12 | 413,1 | 85,9 | 363,3 | 10,9 | 365,1 | 10,5 | 357,8 | 8,3 | 2,0 |
| PRB15 | 355,5 | 74,3 | 418,5 | 8,9 | 384,4 | 8,8 | 389,5 | 8,8 | -1,3 |
| PRB21 | 623,4 | 84,5 | 475,2 | 15,3 | 426,2 | 12,2 | 390,9 | 9,3 | 9,0 |
| PRB105 | 610,6 | 106,5 | 419,9 | 16,6 | 425,4 | 16,5 | 392,0 | 10,4 | 8,5 |
| PRB100 | 501,1 | 92,9 | 415,7 | 12,6 | 412,1 | 13,3 | 396,1 | 10,2 | 4,0 |
| PRB58 | 586,9 | 103,6 | 487,6 | 17,1 | 430,9 | 16,0 | 402,3 | 10,4 | 7,1 |
| PRB35 | 449,2 | 136,2 | 528,1 | 26,6 | 410,1 | 20,3 | 403,2 | 10,8 | 1,7 |
| PRB45 | 609,9 | 74,7 | 467,4 | 13,5 | 439,9 | 11,1 | 408,1 | 10,0 | 7,8 |
| PRB84 | 616,1 | 73,7 | 358,4 | 10,3 | 442,0 | 10,9 | 409,3 | 10,1 | 8,0 |
| PRB14 | 455,6 | 88,4 | 428,1 | 11,2 | 417,2 | 12,1 | 410,5 | 9,6 | 1,6 |
| PRB38 | 474,2 | 77,9 | 422,8 | 10,2 | 422,7 | 10,7 | 413,2 | 10,0 | 2,3 |
| PRB95 | 598,7 | 136,0 | 629,1 | 39,9 | 443,8 | 22,4 | 414,3 | 11,7 | 7,1 |
| PRB17 | 380,4 | 75,0 | 406,2 | 8,1 | 412,9 | 9,6 | 418,9 | 9,6 | -1,4 |
| PRB66 | 467,9 | 73,2 | 447,4 | 9,9 | 433,5 | 10,3 | 426,8 | 10,5 | 1,6 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|------|--------|------|--------|------|------|
| PRB85 | 458,8 | 80,0 | 444,8 | 11,4 | 447,7 | 11,9 | 445,4 | 11,1 | 0,5 |
| PRB40 | 552,5 | 74,7 | 481,9 | 13,1 | 463,3 | 11,3 | 445,5 | 10,7 | 4,0 |
| PRB29 | 457,5 | 77,3 | 460,6 | 10,8 | 453,3 | 11,2 | 452,6 | 10,6 | 0,2 |
| PRB60 | 660,5 | 88,3 | 511,3 | 15,3 | 494,0 | 15,0 | 458,8 | 11,6 | 7,7 |
| PRB91 | 481,7 | 77,2 | 451,2 | 12,6 | 466,1 | 11,6 | 462,7 | 11,5 | 0,7 |
| PRB10 | 482,2 | 75,8 | 483,6 | 9,7 | 466,3 | 10,7 | 463,2 | 10,4 | 0,7 |
| PRB27 | 532,4 | 79,9 | 492,9 | 13,1 | 475,8 | 12,2 | 464,2 | 10,9 | 2,5 |
| PRB65 | 528,3 | 74,1 | 484,2 | 11,0 | 477,3 | 11,4 | 466,6 | 11,4 | 2,3 |
| PRB72 | 527,0 | 73,1 | 485,0 | 11,3 | 483,7 | 11,3 | 474,4 | 11,6 | 2,0 |
| PRB92 | 610,7 | 81,3 | 473,8 | 13,1 | 506,8 | 13,8 | 483,9 | 12,1 | 4,7 |
| PRB41 | 625,2 | 93,4 | 503,4 | 17,0 | 514,4 | 16,4 | 489,8 | 12,3 | 5,0 |
| PRB18 | 489,3 | 70,1 | 503,5 | 10,0 | 491,6 | 10,1 | 492,2 | 11,1 | -0,1 |
| PRB89 | 626,5 | 103,5 | 456,8 | 13,4 | 532,8 | 19,1 | 511,1 | 13,3 | 4,2 |
| PRB23 | 528,3 | 72,6 | 672,1 | 31,8 | 515,2 | 11,3 | 512,4 | 11,8 | 0,5 |
| PRB98 | 672,0 | 74,4 | 625,3 | 20,0 | 611,3 | 14,4 | 594,9 | 14,6 | 2,8 |
| PRB112 | 671,3 | 77,1 | 669,7 | 32,0 | 676,8 | 16,2 | 678,3 | 16,8 | -0,2 |
| PRB33 | 874,8 | 67,3 | 824,3 | 18,4 | 855,3 | 16,1 | 848,0 | 19,4 | 0,9 |
| PRB47 | 927,6 | 68,2 | 893,0 | 23,3 | 915,9 | 17,9 | 910,8 | 21,5 | 0,6 |
| PRB110 | 1362,1 | 71,9 | 1200,6 | 35,0 | 1249,4 | 24,6 | 1184,8 | 28,4 | 5,5 |
| PRB16 | 1605,2 | 57,9 | 1319,3 | 24,8 | 1494,6 | 19,6 | 1418,6 | 29,7 | 5,4 |
| PRB62 | 1666,5 | 58,8 | 1475,4 | 31,8 | 1540,0 | 21,9 | 1449,4 | 32,7 | 6,3 |
| PRB48 | 1896,6 | 60,0 | 1773,6 | 46,2 | 1788,8 | 25,1 | 1697,2 | 38,0 | 5,4 |
| PRB6 | 1780,4 | 56,6 | 1720,7 | 31,5 | 1736,2 | 20,4 | 1700,9 | 34,2 | 2,1 |
| PRB111 | 1917,9 | 64,3 | 1560,6 | 43,4 | 1808,7 | 27,5 | 1715,1 | 39,2 | 5,5 |
| PRB78 | 1926,1 | 57,5 | 1914,1 | 41,4 | 1852,5 | 23,9 | 1787,4 | 39,6 | 3,6 |
| PRB52 | 1848,4 | 60,9 | 1914,2 | 50,5 | 1824,7 | 25,9 | 1803,1 | 40,6 | 1,2 |
| PRB3 | 1869,7 | 61,8 | 1754,3 | 31,9 | 1837,2 | 24,2 | 1809,9 | 37,2 | 1,5 |

Таблица П.7. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из березовской свиты Тугнуйской впадины (образец Туг-17-8).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB13a | 152,7 | 184,7 | 167,3 | 6,0 | 157,2 | 11,8 | 157,6 | 3,2 | -0,3 |
| PRB30a | 218,8 | 161,4 | 162,2 | 5,6 | 158,1 | 10,4 | 154,0 | 3,3 | 2,7 |
| PRB94a | 380,0 | 100,4 | 323,0 | 11,2 | 314,3 | 12,0 | 305,3 | 5,8 | 2,9 |
| PRB39a | 224,4 | 244,1 | 221,3 | 10,5 | 205,1 | 20,8 | 203,5 | 4,5 | 0,8 |
| PRB1 | 192,4 | 185,1 | 174,9 | 4,6 | 168,1 | 12,8 | 166,4 | 2,8 | 1,0 |
| PRB1 | 386,8 | 91,9 | 258,7 | 7,3 | 251,8 | 8,8 | 237,5 | 3,9 | 6,0 |
| PRB10 | 227,0 | 231,5 | 234,4 | 10,3 | 214,6 | 20,5 | 213,6 | 4,5 | 0,5 |
| PRB10 | 179,1 | 165,0 | 167,3 | 4,6 | 157,0 | 10,5 | 155,4 | 3,0 | 1,0 |
| PRB100 | 264,9 | 120,9 | 264,8 | 8,1 | 260,8 | 12,1 | 260,3 | 4,9 | 0,2 |
| PRB101 | 309,0 | 174,0 | 249,4 | 12,3 | 232,1 | 16,3 | 224,5 | 5,2 | 3,4 |
| PRB102 | 208,8 | 247,0 | 155,7 | 7,0 | 167,8 | 17,6 | 164,9 | 3,4 | 1,8 |
| PRB103 | 285,6 | 81,7 | 270,4 | 7,6 | 266,1 | 8,0 | 263,9 | 4,6 | 0,8 |
| PRB104 | 157,5 | 88,8 | 232,2 | 6,6 | 218,6 | 7,2 | 224,3 | 4,0 | -2,5 |
| PRB105 | 197,3 | 128,1 | 173,9 | 6,2 | 172,8 | 8,7 | 171,0 | 3,4 | 1,1 |
| PRB106 | 253,9 | 126,4 | 251,5 | 8,1 | 248,9 | 12,2 | 248,3 | 4,8 | 0,2 |
| PRB107 | 200,6 | 184,1 | 219,7 | 8,1 | 209,8 | 15,5 | 210,6 | 4,7 | -0,4 |
| PRB108 | 252,1 | 91,8 | 245,6 | 7,2 | 248,7 | 8,5 | 248,3 | 4,5 | 0,2 |
| PRB109 | 166,0 | 145,8 | 165,0 | 6,1 | 168,7 | 9,8 | 168,8 | 3,4 | -0,1 |
| PRB11 | 241,9 | 239,9 | 217,4 | 8,5 | 218,7 | 21,8 | 216,6 | 4,2 | 1,0 |
| PRB11 | 309,8 | 239,5 | 206,7 | 12,7 | 205,3 | 20,8 | 196,2 | 4,0 | 4,6 |
| PRB110 | 251,6 | 166,7 | 248,8 | 8,6 | 249,7 | 16,6 | 249,4 | 4,8 | 0,1 |
| PRB12 | 291,8 | 92,8 | 300,2 | 8,3 | 293,0 | 10,0 | 293,0 | 5,0 | 0,0 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB12 | 245,1 | 104,6 | 230,3 | 5,7 | 225,8 | 8,9 | 224,1 | 3,6 | 0,8 |
| PRB13 | 216,0 | 111,6 | 225,3 | 5,6 | 211,8 | 9,0 | 211,5 | 3,5 | 0,1 |
| PRB13 | 168,7 | 305,5 | 166,9 | 7,0 | 158,6 | 21,0 | 157,8 | 3,4 | 0,5 |
| PRB14 | 155,7 | 146,1 | 168,4 | 6,1 | 160,2 | 9,3 | 160,4 | 3,2 | -0,1 |
| PRB14 | 234,9 | 87,4 | 240,8 | 4,5 | 232,3 | 7,4 | 232,1 | 3,6 | 0,1 |
| PRB15 | 229,0 | 216,8 | 200,0 | 9,5 | 217,1 | 19,3 | 216,1 | 4,2 | 0,5 |
| PRB15 | 287,5 | 136,2 | 246,1 | 7,7 | 249,2 | 13,3 | 245,1 | 4,5 | 1,7 |
| PRB16 | 172,1 | 169,9 | 167,9 | 6,2 | 163,9 | 11,3 | 163,4 | 3,1 | 0,3 |
| PRB16 | 226,2 | 133,5 | 216,4 | 6,1 | 210,3 | 11,0 | 208,7 | 4,1 | 0,8 |
| PRB17 | 136,6 | 282,2 | 167,0 | 5,2 | 160,0 | 19,2 | 161,7 | 3,0 | -1,1 |
| PRB17 | 143,0 | 170,9 | 163,9 | 5,1 | 154,8 | 10,7 | 155,5 | 3,1 | -0,5 |
| PRB18 | 247,4 | 98,9 | 250,1 | 4,8 | 244,2 | 8,9 | 243,9 | 3,9 | 0,1 |
| PRB18 | 185,3 | 141,7 | 171,0 | 5,0 | 164,9 | 9,4 | 163,4 | 3,1 | 0,9 |
| PRB19 | 170,8 | 161,1 | 171,3 | 6,3 | 159,9 | 10,4 | 159,1 | 3,2 | 0,5 |
| PRB19 | 226,8 | 210,3 | 216,1 | 7,9 | 212,9 | 18,4 | 211,7 | 3,8 | 0,6 |
| PRB2 | 180,2 | 191,8 | 165,2 | 4,6 | 160,8 | 12,7 | 159,4 | 3,0 | 0,9 |
| PRB2 | 251,4 | 191,6 | 242,5 | 8,8 | 225,9 | 17,5 | 223,6 | 4,4 | 1,0 |
| PRB20 | 195,5 | 354,5 | 208,5 | 12,7 | 193,1 | 29,7 | 192,8 | 5,3 | 0,2 |
| PRB20 | 332,1 | 78,5 | 312,6 | 5,0 | 326,1 | 9,0 | 325,3 | 4,7 | 0,2 |
| PRB21 | 196,4 | 203,7 | 164,5 | 5,9 | 164,1 | 13,9 | 161,9 | 3,1 | 1,4 |
| PRB21 | 284,7 | 135,8 | 165,6 | 4,2 | 168,9 | 9,4 | 160,7 | 3,0 | 5,1 |
| PRB22 | 303,4 | 96,7 | 308,4 | 7,9 | 290,6 | 10,5 | 288,9 | 5,0 | 0,6 |
| PRB22 | 250,6 | 82,3 | 216,8 | 3,7 | 220,9 | 6,6 | 218,1 | 3,3 | 1,3 |
| PRB23 | 205,7 | 105,9 | 219,6 | 5,0 | 213,4 | 8,5 | 214,1 | 3,5 | -0,3 |
| PRB23 | 323,1 | 94,6 | 299,6 | 9,0 | 298,5 | 10,5 | 295,2 | 5,3 | 1,1 |
| PRB24 | 208,9 | 121,1 | 215,8 | 5,5 | 219,8 | 10,2 | 220,9 | 3,8 | -0,5 |
| PRB24 | 153,2 | 191,3 | 168,3 | 6,5 | 160,3 | 12,6 | 160,6 | 3,5 | -0,2 |
| PRB25 | 190,2 | 184,3 | 158,8 | 7,1 | 165,8 | 12,5 | 164,0 | 3,6 | 1,1 |
| PRB25 | 283,2 | 118,7 | 251,8 | 5,9 | 254,3 | 11,5 | 251,3 | 4,2 | 1,2 |
| PRB26 | 330,8 | 140,3 | 262,1 | 6,6 | 260,4 | 14,5 | 252,8 | 4,0 | 3,0 |
| PRB27 | 76,9 | 141,5 | 155,7 | 5,8 | 164,8 | 9,1 | 170,8 | 3,5 | -3,5 |
| PRB27 | 407,9 | 87,7 | 283,1 | 6,3 | 306,8 | 9,9 | 293,7 | 4,4 | 4,5 |
| PRB28 | 186,3 | 142,9 | 208,2 | 7,7 | 225,3 | 12,4 | 229,2 | 4,2 | -1,7 |
| PRB28 | 181,9 | 116,7 | 168,1 | 4,2 | 170,8 | 7,9 | 169,9 | 3,1 | 0,5 |
| PRB29 | 227,8 | 125,9 | 252,3 | 8,8 | 247,5 | 12,0 | 249,4 | 4,9 | -0,8 |
| PRB29 | 341,3 | 157,9 | 197,0 | 5,3 | 219,0 | 14,1 | 207,9 | 3,5 | 5,3 |
| PRB3 | 270,3 | 100,7 | 269,9 | 7,3 | 260,1 | 9,7 | 259,1 | 4,2 | 0,4 |
| PRB3 | 177,8 | 194,4 | 160,1 | 6,3 | 160,3 | 12,8 | 159,0 | 3,4 | 0,8 |
| PRB30 | 112,7 | 257,8 | 169,5 | 7,2 | 152,0 | 16,5 | 154,5 | 3,6 | -1,6 |
| PRB30 | 268,9 | 156,4 | 215,0 | 4,9 | 221,2 | 13,8 | 216,8 | 3,6 | 2,0 |
| PRB31 | 171,6 | 309,2 | 184,2 | 10,6 | 167,8 | 22,4 | 167,4 | 4,4 | 0,2 |
| PRB31 | 284,3 | 90,9 | 252,9 | 5,6 | 261,5 | 8,7 | 259,1 | 4,2 | 0,9 |
| PRB32 | 210,4 | 223,8 | 213,1 | 9,6 | 224,4 | 20,6 | 225,6 | 4,9 | -0,5 |
| PRB32 | 196,2 | 142,8 | 167,7 | 4,3 | 168,3 | 9,6 | 166,4 | 3,0 | 1,1 |
| PRB33 | 312,2 | 83,2 | 305,7 | 6,5 | 300,0 | 8,9 | 298,6 | 4,5 | 0,5 |
| PRB33 | 176,0 | 121,9 | 165,7 | 5,4 | 163,3 | 7,9 | 162,4 | 3,2 | 0,6 |
| PRB34 | 287,8 | 89,0 | 303,0 | 8,9 | 295,4 | 9,7 | 296,2 | 5,4 | -0,3 |
| PRB34 | 228,5 | 109,0 | 210,4 | 4,1 | 217,5 | 9,0 | 216,6 | 3,5 | 0,4 |
| PRB35 | 280,1 | 157,5 | 236,8 | 9,9 | 236,0 | 14,9 | 231,5 | 4,8 | 1,9 |
| PRB36 | 136,4 | 221,1 | 162,8 | 5,5 | 156,6 | 14,3 | 158,0 | 3,1 | -0,9 |
| PRB36 | 238,4 | 341,4 | 250,2 | 14,6 | 221,4 | 32,5 | 219,7 | 5,6 | 0,8 |
| PRB37 | 196,6 | 150,5 | 162,2 | 5,8 | 170,7 | 10,3 | 168,9 | 3,2 | 1,1 |
| PRB37 | 315,1 | 292,9 | 269,2 | 14,9 | 248,6 | 30,9 | 241,5 | 5,8 | 2,9 |
| PRB38 | 103,6 | 276,0 | 206,0 | 5,8 | 197,5 | 22,6 | 205,5 | 3,8 | -3,9 |
| PRB38 | 190,7 | 210,8 | 176,0 | 7,8 | 163,7 | 14,4 | 161,8 | 3,8 | 1,2 |
| PRB39 | 141,8 | 303,8 | 196,3 | 9,2 | 199,0 | 25,5 | 203,8 | 4,9 | -2,4 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB39 | 201,8 | 163,9 | 212,0 | 4,4 | 215,7 | 14,1 | 217,0 | 3,7 | -0,6 |
| PRB4 | 169,1 | 138,3 | 164,9 | 4,8 | 157,9 | 8,7 | 157,1 | 2,9 | 0,5 |
| PRB4 | 183,2 | 78,3 | 177,1 | 2,7 | 170,0 | 4,8 | 169,1 | 2,6 | 0,5 |
| PRB40 | 129,4 | 173,0 | 157,0 | 6,9 | 162,8 | 11,4 | 165,0 | 3,8 | -1,3 |
| PRB41 | 165,7 | 218,7 | 166,8 | 7,7 | 163,7 | 15,0 | 163,5 | 3,7 | 0,1 |
| PRB41 | 278,4 | 184,5 | 160,5 | 4,9 | 170,1 | 13,1 | 162,4 | 2,9 | 4,7 |
| PRB42 | 215,8 | 89,8 | 218,5 | 7,0 | 221,1 | 7,6 | 221,5 | 4,2 | -0,2 |
| PRB43 | 159,6 | 152,5 | 165,0 | 3,7 | 162,8 | 9,9 | 163,1 | 2,8 | -0,2 |
| PRB43 | 298,3 | 145,5 | 239,1 | 8,2 | 256,0 | 14,9 | 251,4 | 5,0 | 1,8 |
| PRB44 | 166,1 | 244,5 | 169,9 | 6,3 | 163,1 | 16,9 | 162,8 | 3,5 | 0,2 |
| PRB44 | 249,1 | 89,1 | 208,0 | 4,1 | 209,9 | 6,9 | 206,5 | 3,3 | 1,6 |
| PRB45 | 163,1 | 117,9 | 167,0 | 5,7 | 164,2 | 7,7 | 164,2 | 3,2 | 0,0 |
| PRB46 | 167,6 | 134,8 | 160,5 | 4,4 | 165,3 | 8,7 | 165,2 | 3,0 | 0,1 |
| PRB46 | 184,9 | 170,3 | 170,9 | 6,4 | 164,2 | 11,5 | 162,8 | 3,6 | 0,9 |
| PRB47 | 237,7 | 98,2 | 254,6 | 8,5 | 253,3 | 9,5 | 255,0 | 5,0 | -0,7 |
| PRB47 | 251,8 | 69,7 | 219,6 | 3,7 | 225,3 | 5,4 | 222,8 | 3,3 | 1,1 |
| PRB48 | 238,5 | 139,4 | 229,0 | 8,8 | 232,2 | 12,9 | 231,6 | 4,8 | 0,3 |
| PRB48 | 260,3 | 113,4 | 195,7 | 4,8 | 206,5 | 9,0 | 201,9 | 3,4 | 2,3 |
| PRB49 | 200,4 | 284,5 | 208,6 | 10,0 | 206,7 | 24,7 | 207,3 | 4,9 | -0,3 |
| PRB49 | 246,1 | 214,2 | 226,9 | 10,4 | 245,3 | 21,5 | 245,2 | 5,6 | 0,0 |
| PRB5 | 168,9 | 278,4 | 180,2 | 8,1 | 158,8 | 18,9 | 158,0 | 3,5 | 0,5 |
| PRB5 | 188,3 | 88,1 | 178,4 | 3,0 | 174,5 | 5,7 | 173,5 | 2,7 | 0,6 |
| PRB50 | 213,0 | 104,5 | 205,6 | 7,1 | 215,1 | 8,8 | 215,4 | 4,2 | -0,1 |
| PRB51 | 174,8 | 116,1 | 164,6 | 3,5 | 165,8 | 7,4 | 165,2 | 2,8 | 0,4 |
| PRB51 | 280,2 | 127,9 | 230,8 | 10,1 | 236,9 | 12,0 | 232,7 | 5,0 | 1,8 |
| PRB52 | 148,3 | 135,7 | 163,7 | 4,2 | 157,9 | 8,5 | 158,6 | 2,6 | -0,4 |
| PRB52 | 270,9 | 166,5 | 225,1 | 10,2 | 229,1 | 15,5 | 225,2 | 5,1 | 1,7 |
| PRB53 | 251,7 | 156,2 | 227,7 | 10,7 | 217,6 | 13,7 | 214,5 | 5,0 | 1,4 |
| PRB53 | 241,2 | 251,5 | 171,1 | 6,4 | 163,3 | 17,6 | 158,0 | 3,2 | 3,4 |
| PRB54 | 154,8 | 344,4 | 183,7 | 11,8 | 167,3 | 25,1 | 168,3 | 4,7 | -0,6 |
| PRB55 | 166,3 | 257,0 | 177,0 | 8,3 | 167,4 | 18,3 | 167,5 | 4,1 | -0,1 |
| PRB56 | 306,1 | 113,1 | 285,5 | 13,3 | 306,4 | 12,9 | 306,4 | 6,1 | 0,0 |
| PRB57 | 389,8 | 132,4 | 271,4 | 12,5 | 308,1 | 15,7 | 297,4 | 6,0 | 3,6 |
| PRB58 | 261,5 | 154,6 | 228,3 | 11,3 | 250,9 | 15,2 | 249,8 | 5,4 | 0,4 |
| PRB59 | 172,8 | 227,3 | 145,6 | 7,3 | 161,1 | 15,3 | 160,3 | 3,5 | 0,5 |
| PRB6 | 180,0 | 175,5 | 182,5 | 6,2 | 189,6 | 13,4 | 190,4 | 3,6 | -0,4 |
| PRB6 | 233,3 | 273,1 | 167,5 | 8,2 | 169,0 | 19,8 | 164,4 | 3,7 | 2,8 |
| PRB60 | 78,2 | 460,2 | 162,8 | 11,0 | 153,1 | 31,6 | 158,0 | 4,5 | -3,1 |
| PRB61 | 412,7 | 480,1 | 265,1 | 20,9 | 285,8 | 62,2 | 270,5 | 6,9 | 5,7 |
| PRB62 | 235,0 | 114,3 | 195,7 | 8,0 | 222,7 | 9,7 | 221,5 | 4,4 | 0,5 |
| PRB63 | 202,8 | 178,2 | 186,3 | 7,9 | 206,2 | 14,8 | 206,5 | 4,4 | -0,1 |
| PRB64 | 290,7 | 105,7 | 272,2 | 11,1 | 291,2 | 11,4 | 291,3 | 5,6 | 0,0 |
| PRB65 | 170,2 | 155,8 | 143,8 | 6,3 | 161,0 | 10,1 | 160,4 | 3,4 | 0,4 |
| PRB66 | 216,5 | 130,3 | 225,2 | 9,3 | 223,3 | 11,3 | 223,9 | 4,5 | -0,3 |
| PRB67 | 253,1 | 134,4 | 267,0 | 10,4 | 265,0 | 13,7 | 266,3 | 5,1 | -0,5 |
| PRB68 | 311,9 | 220,5 | 245,7 | 10,6 | 249,6 | 22,7 | 243,0 | 5,0 | 2,7 |
| PRB69 | 317,5 | 120,1 | 264,9 | 9,5 | 268,0 | 12,4 | 262,3 | 4,9 | 2,2 |
| PRB7 | 323,3 | 82,8 | 334,1 | 8,1 | 322,4 | 9,4 | 322,4 | 4,9 | 0,0 |
| PRB7 | 230,8 | 258,3 | 169,3 | 5,4 | 162,1 | 18,0 | 157,4 | 3,3 | 3,0 |
| PRB70 | 205,8 | 188,6 | 221,8 | 8,8 | 222,9 | 16,9 | 224,6 | 4,4 | -0,8 |
| PRB71 | 206,3 | 235,3 | 246,5 | 9,8 | 251,7 | 24,1 | 256,6 | 5,1 | -1,9 |
| PRB72 | 200,5 | 106,3 | 158,2 | 5,0 | 167,6 | 6,9 | 165,3 | 3,1 | 1,4 |
| PRB73 | 227,9 | 339,5 | 255,6 | 14,3 | 223,0 | 32,5 | 222,5 | 5,3 | 0,2 |
| PRB74 | 248,5 | 147,3 | 269,2 | 10,9 | 257,0 | 14,8 | 257,9 | 5,0 | -0,3 |
| PRB75 | 173,0 | 168,5 | 167,4 | 6,3 | 165,7 | 11,3 | 165,2 | 3,4 | 0,3 |
| PRB76 | 180,6 | 149,0 | 175,1 | 6,0 | 168,9 | 10,1 | 168,0 | 3,5 | 0,5 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB77 | 164,9 | 119,2 | 170,3 | 5,6 | 165,1 | 7,7 | 165,1 | 3,2 | 0,0 |
| PRB78 | 206,7 | 160,6 | 167,5 | 4,7 | 174,0 | 11,4 | 171,6 | 3,3 | 1,4 |
| PRB79 | 245,3 | 216,9 | 204,9 | 8,8 | 229,0 | 20,4 | 227,4 | 4,8 | 0,7 |
| PRB8 | 313,2 | 112,7 | 265,3 | 10,5 | 279,1 | 11,8 | 275,1 | 4,6 | 1,5 |
| PRB80 | 203,0 | 177,5 | 223,2 | 8,1 | 222,6 | 15,8 | 224,4 | 4,4 | -0,8 |
| PRB81 | 284,0 | 72,5 | 265,2 | 6,1 | 266,7 | 6,9 | 264,7 | 4,5 | 0,8 |
| PRB82 | 253,8 | 116,4 | 248,4 | 7,9 | 255,6 | 11,3 | 255,7 | 4,8 | 0,0 |
| PRB84 | 288,3 | 73,3 | 260,2 | 6,1 | 257,4 | 6,8 | 254,0 | 4,3 | 1,3 |
| PRB85 | 322,3 | 84,4 | 315,9 | 7,6 | 303,7 | 9,3 | 301,2 | 5,1 | 0,8 |
| PRB86 | 166,3 | 224,4 | 164,7 | 6,1 | 168,3 | 15,8 | 168,4 | 3,5 | -0,1 |
| PRB87 | 242,7 | 210,0 | 239,6 | 10,0 | 228,5 | 19,5 | 227,1 | 5,1 | 0,6 |
| PRB88 | 233,5 | 96,2 | 241,2 | 6,8 | 229,6 | 8,3 | 229,2 | 4,1 | 0,2 |
| PRB89 | 223,2 | 139,2 | 219,9 | 7,0 | 218,4 | 11,9 | 217,9 | 4,2 | 0,2 |
| PRB9 | 129,3 | 200,6 | 161,4 | 5,9 | 159,6 | 13,1 | 161,6 | 3,3 | -1,2 |
| PRB9 | 191,9 | 208,2 | 166,2 | 4,5 | 167,0 | 14,5 | 165,3 | 3,1 | 1,0 |
| PRB90 | 230,6 | 131,7 | 232,3 | 8,1 | 231,8 | 11,8 | 231,9 | 4,6 | 0,0 |
| PRB91 | 220,6 | 116,1 | 227,4 | 5,8 | 227,0 | 10,1 | 227,6 | 4,1 | -0,3 |
| PRB92 | 268,1 | 92,2 | 221,8 | 5,5 | 228,5 | 8,0 | 224,7 | 4,0 | 1,7 |
| PRB93 | 326,4 | 73,7 | 313,0 | 7,4 | 303,2 | 7,9 | 300,1 | 5,1 | 1,0 |
| PRB94 | 307,2 | 77,1 | 305,8 | 7,1 | 306,1 | 8,4 | 305,9 | 5,2 | 0,1 |
| PRB95 | 209,3 | 123,1 | 237,1 | 7,9 | 228,0 | 10,8 | 229,8 | 4,4 | -0,8 |
| PRB96 | 307,1 | 70,9 | 310,9 | 6,7 | 308,8 | 7,7 | 309,0 | 5,1 | -0,1 |
| PRB97 | 286,0 | 84,6 | 293,3 | 8,1 | 305,0 | 9,3 | 307,4 | 5,4 | -0,8 |
| PRB98 | 161,7 | 203,8 | 173,2 | 5,3 | 164,7 | 13,9 | 164,9 | 3,2 | -0,1 |
| PRB99 | 217,0 | 243,8 | 230,3 | 11,2 | 220,3 | 22,2 | 220,6 | 5,1 | -0,1 |

Таблица П.8. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из тугнуйской свиты Тугнуйской впадины (образец Туг-14-3).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB1 | 279,8 | 129,2 | 241,4 | 6,8 | 254,6 | 12,7 | 251,8 | 4,6 | 1,1 |
| PRB10 | 154,4 | 136,7 | 229,0 | 8,1 | 224,2 | 11,7 | 231,0 | 4,5 | -2,9 |
| PRB110a | 379,4 | 114,8 | 231,3 | 7,5 | 224,0 | 10,2 | 209,4 | 4,0 | 7,0 |
| PRB65a | 657,2 | 157,4 | 241,7 | 10,7 | 248,3 | 16,4 | 207,2 | 5,0 | 19,8 |
| PRB100 | 151,1 | 103,9 | 256,5 | 9,1 | 235,4 | 9,3 | 243,9 | 4,6 | -3,5 |
| PRB101 | 245,9 | 96,8 | 267,5 | 10,2 | 244,2 | 9,1 | 244,1 | 4,6 | 0,0 |
| PRB102 | 193,3 | 263,1 | 240,0 | 14,0 | 209,5 | 23,0 | 211,0 | 5,4 | -0,7 |
| PRB103 | 245,8 | 266,7 | 250,1 | 15,6 | 221,6 | 24,8 | 219,3 | 5,8 | 1,0 |
| PRB104 | 243,1 | 144,4 | 272,1 | 10,9 | 231,9 | 13,3 | 230,8 | 4,8 | 0,5 |
| PRB105 | 217,4 | 152,7 | 251,2 | 12,1 | 217,7 | 13,3 | 217,7 | 4,7 | 0,0 |
| PRB106 | 200,3 | 194,0 | 216,8 | 11,9 | 206,3 | 16,3 | 206,8 | 4,8 | -0,2 |
| PRB107 | 236,1 | 144,5 | 260,3 | 11,9 | 231,9 | 13,3 | 231,5 | 5,1 | 0,2 |
| PRB108 | 248,1 | 149,4 | 268,3 | 12,6 | 238,0 | 14,1 | 237,0 | 5,3 | 0,4 |
| PRB109 | 173,1 | 203,9 | 226,3 | 10,6 | 208,5 | 17,4 | 211,7 | 4,7 | -1,5 |
| PRB11 | 259,1 | 146,2 | 258,6 | 7,5 | 251,4 | 14,3 | 250,7 | 4,9 | 0,3 |
| PRB110 | 213,3 | 134,7 | 237,7 | 10,2 | 209,1 | 11,3 | 208,8 | 4,3 | 0,1 |
| PRB12 | 247,6 | 133,3 | 237,0 | 7,2 | 250,0 | 12,8 | 250,4 | 4,9 | -0,2 |
| PRB13 | 257,4 | 136,2 | 259,7 | 8,8 | 256,1 | 13,4 | 256,1 | 5,1 | 0,0 |
| PRB14 | 556,2 | 134,6 | 224,3 | 9,2 | 253,0 | 13,8 | 221,6 | 4,6 | 14,2 |
| PRB15 | 139,5 | 85,6 | 265,8 | 6,4 | 257,5 | 7,8 | 270,9 | 4,5 | -4,9 |
| PRB16 | 266,7 | 219,2 | 275,9 | 12,6 | 258,7 | 23,0 | 258,1 | 5,7 | 0,2 |
| PRB17 | 289,4 | 144,1 | 243,0 | 7,5 | 262,0 | 14,7 | 259,1 | 4,8 | 1,1 |
| PRB18 | 266,4 | 164,4 | 251,8 | 9,3 | 247,1 | 15,9 | 245,4 | 5,5 | 0,7 |
| PRB19 | 152,2 | 115,6 | 180,0 | 5,3 | 175,5 | 7,8 | 177,4 | 3,2 | -1,1 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|-------|
| PRB2 | 210,4 | 136,3 | 223,4 | 7,0 | 223,2 | 11,7 | 224,5 | 4,4 | -0,6 |
| PRB20 | 267,0 | 150,2 | 241,2 | 9,7 | 253,4 | 14,8 | 252,2 | 5,2 | 0,5 |
| PRB21 | 286,4 | 126,5 | 224,2 | 6,8 | 227,5 | 11,2 | 222,1 | 4,2 | 2,4 |
| PRB22 | 219,3 | 183,0 | 245,8 | 11,5 | 224,8 | 16,4 | 225,6 | 4,9 | -0,4 |
| PRB23 | 282,9 | 198,6 | 241,0 | 10,0 | 242,5 | 19,5 | 238,7 | 5,2 | 1,6 |
| PRB24 | 244,6 | 101,1 | 248,4 | 7,2 | 250,6 | 9,4 | 251,5 | 4,4 | -0,4 |
| PRB25 | 249,6 | 160,6 | 254,0 | 10,8 | 247,2 | 15,5 | 247,4 | 5,4 | -0,1 |
| PRB26 | 56,3 | 161,4 | 178,9 | 6,9 | 160,6 | 10,1 | 168,0 | 3,6 | -4,4 |
| PRB27 | 309,6 | 96,8 | 317,0 | 10,1 | 299,5 | 10,6 | 298,6 | 5,2 | 0,3 |
| PRB28 | 298,2 | 227,4 | 220,2 | 10,0 | 229,4 | 21,6 | 223,1 | 5,1 | 2,8 |
| PRB29 | 231,9 | 174,7 | 251,9 | 10,1 | 221,8 | 15,4 | 221,2 | 4,8 | 0,3 |
| PRB3 | 235,1 | 112,6 | 245,9 | 6,3 | 236,7 | 10,1 | 236,9 | 4,1 | -0,1 |
| PRB30 | 68,6 | 147,7 | 225,9 | 8,8 | 214,5 | 12,0 | 228,3 | 4,6 | -6,0 |
| PRB31 | 252,0 | 171,8 | 244,5 | 11,3 | 240,2 | 16,3 | 239,4 | 5,5 | 0,3 |
| PRB32 | 209,3 | 124,0 | 228,4 | 7,5 | 213,9 | 10,2 | 214,7 | 4,0 | -0,4 |
| PRB33 | 291,3 | 116,3 | 316,7 | 12,1 | 296,8 | 12,9 | 298,1 | 5,5 | -0,4 |
| PRB34 | 212,9 | 117,2 | 237,1 | 8,3 | 221,9 | 9,9 | 223,2 | 4,2 | -0,6 |
| PRB35 | 229,5 | 162,2 | 244,6 | 10,0 | 222,9 | 14,2 | 222,7 | 4,9 | 0,1 |
| PRB36 | 218,9 | 168,9 | 229,6 | 10,4 | 208,8 | 14,0 | 208,3 | 4,5 | 0,2 |
| PRB37 | 254,9 | 150,9 | 242,0 | 10,5 | 235,5 | 13,9 | 234,1 | 5,0 | 0,6 |
| PRB38 | 263,6 | 133,9 | 255,3 | 9,7 | 250,9 | 12,9 | 250,1 | 5,0 | 0,3 |
| PRB39 | 140,1 | 100,3 | 239,3 | 8,5 | 217,4 | 8,0 | 225,1 | 4,0 | -3,4 |
| PRB4 | 255,0 | 90,5 | 241,0 | 6,1 | 239,3 | 8,0 | 237,8 | 3,9 | 0,6 |
| PRB40 | 157,9 | 154,2 | 216,4 | 8,7 | 201,7 | 12,1 | 205,9 | 4,4 | -2,0 |
| PRB41 | 245,6 | 181,3 | 233,4 | 10,5 | 237,2 | 17,1 | 236,9 | 5,4 | 0,1 |
| PRB42 | 224,3 | 169,2 | 246,0 | 14,1 | 229,2 | 15,3 | 230,3 | 5,2 | -0,5 |
| PRB43 | 220,7 | 220,3 | 253,8 | 13,1 | 218,0 | 19,6 | 218,3 | 5,2 | -0,1 |
| PRB44 | 231,2 | 188,9 | 247,7 | 13,2 | 220,0 | 16,7 | 219,5 | 5,2 | 0,2 |
| PRB45 | 251,9 | 174,7 | 263,6 | 11,1 | 244,0 | 16,9 | 243,9 | 5,3 | 0,0 |
| PRB46 | 241,6 | 206,1 | 235,4 | 11,7 | 220,4 | 18,5 | 219,1 | 5,1 | 0,6 |
| PRB47 | 425,2 | 149,1 | 274,2 | 12,7 | 245,6 | 14,7 | 227,9 | 4,7 | 7,8 |
| PRB48 | 192,0 | 161,4 | 241,5 | 11,5 | 215,2 | 13,7 | 218,0 | 4,5 | -1,3 |
| PRB49 | 192,3 | 160,7 | 232,0 | 10,9 | 213,5 | 13,5 | 216,0 | 4,7 | -1,2 |
| PRB5 | 268,6 | 156,1 | 232,9 | 7,8 | 241,8 | 14,8 | 239,1 | 5,1 | 1,1 |
| PRB50 | 179,5 | 161,4 | 238,0 | 10,0 | 214,6 | 13,6 | 218,5 | 4,6 | -1,8 |
| PRB51 | 283,7 | 159,6 | 258,5 | 12,6 | 250,4 | 15,8 | 247,6 | 5,4 | 1,1 |
| PRB52 | 126,1 | 171,3 | 253,6 | 12,6 | 247,2 | 16,2 | 261,0 | 6,0 | -5,3 |
| PRB53 | 182,8 | 250,5 | 237,5 | 13,0 | 214,9 | 22,1 | 218,5 | 5,4 | -1,6 |
| PRB54 | 262,8 | 97,0 | 231,4 | 14,5 | 244,5 | 8,8 | 243,5 | 4,5 | 0,4 |
| PRB55 | 508,7 | 163,8 | 262,7 | 13,2 | 288,2 | 19,0 | 262,6 | 5,8 | 9,7 |
| PRB56 | 214,0 | 120,7 | 230,9 | 6,8 | 227,4 | 10,5 | 228,6 | 4,1 | -0,5 |
| PRB57 | 257,7 | 203,8 | 227,2 | 9,1 | 231,7 | 19,3 | 229,1 | 4,4 | 1,1 |
| PRB58 | 247,6 | 92,7 | 228,3 | 4,7 | 224,9 | 7,7 | 222,7 | 3,7 | 1,0 |
| PRB59 | 241,9 | 139,1 | 213,2 | 5,2 | 206,1 | 11,4 | 203,0 | 3,5 | 1,5 |
| PRB6 | 0,1 | 89,3 | 250,5 | 7,7 | 224,3 | 9,8 | 249,3 | 4,5 | -10,0 |
| PRB60 | 236,6 | 124,1 | 228,0 | 5,5 | 217,1 | 10,5 | 215,2 | 3,6 | 0,9 |
| PRB61 | 315,2 | 77,3 | 222,3 | 4,4 | 241,9 | 6,8 | 234,4 | 3,7 | 3,2 |
| PRB62 | 194,6 | 239,9 | 263,4 | 23,9 | 213,9 | 21,2 | 215,6 | 4,4 | -0,8 |
| PRB63 | 410,0 | 87,4 | 285,2 | 7,4 | 294,5 | 9,6 | 280,1 | 4,5 | 5,1 |
| PRB64 | 220,5 | 165,3 | 205,2 | 8,6 | 204,1 | 13,5 | 202,6 | 4,0 | 0,7 |
| PRB65 | 185,9 | 88,1 | 211,6 | 4,8 | 205,3 | 6,7 | 207,0 | 3,4 | -0,8 |
| PRB66 | 243,4 | 121,7 | 246,9 | 8,8 | 239,7 | 11,1 | 239,2 | 4,5 | 0,2 |
| PRB67 | 189,5 | 93,3 | 181,7 | 4,1 | 176,8 | 6,2 | 175,8 | 3,0 | 0,6 |
| PRB68 | 227,4 | 160,9 | 242,6 | 8,4 | 216,8 | 13,9 | 215,8 | 4,0 | 0,5 |
| PRB69 | 363,2 | 90,6 | 293,3 | 8,1 | 295,5 | 9,9 | 286,9 | 4,7 | 3,0 |
| PRB7 | 218,9 | 215,5 | 250,2 | 8,9 | 238,6 | 20,7 | 240,7 | 5,4 | -0,9 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB70 | 202,2 | 221,2 | 227,3 | 9,0 | 206,0 | 18,6 | 206,2 | 4,8 | -0,1 |
| PRB71 | 191,7 | 147,9 | 220,3 | 6,9 | 201,5 | 11,8 | 202,2 | 3,7 | -0,3 |
| PRB72 | 829,9 | 151,9 | 267,9 | 9,3 | 278,6 | 18,2 | 217,4 | 4,2 | 28,2 |
| PRB73 | 257,5 | 74,3 | 310,9 | 7,6 | 299,6 | 7,8 | 305,0 | 4,9 | -1,8 |
| PRB74 | 232,2 | 154,8 | 213,7 | 8,1 | 213,6 | 13,2 | 211,8 | 4,1 | 0,8 |
| PRB75 | 360,8 | 214,1 | 253,4 | 8,5 | 238,4 | 21,2 | 226,1 | 4,6 | 5,4 |
| PRB76 | 240,8 | 134,5 | 244,4 | 7,2 | 238,8 | 12,5 | 238,6 | 4,5 | 0,1 |
| PRB77 | 376,5 | 74,6 | 253,3 | 6,4 | 234,2 | 6,5 | 220,2 | 3,6 | 6,4 |
| PRB78 | 307,4 | 83,6 | 323,2 | 8,6 | 303,1 | 9,1 | 302,5 | 5,1 | 0,2 |
| PRB79 | 233,1 | 82,1 | 234,9 | 5,8 | 233,4 | 7,0 | 233,4 | 3,9 | 0,0 |
| PRB8 | 249,8 | 136,9 | 254,1 | 8,5 | 241,7 | 12,8 | 240,9 | 4,7 | 0,3 |
| PRB80 | 246,4 | 77,7 | 196,4 | 10,5 | 201,1 | 5,8 | 197,2 | 3,3 | 2,0 |
| PRB81 | 288,4 | 80,2 | 264,2 | 6,9 | 255,8 | 7,5 | 252,2 | 4,2 | 1,4 |
| PRB82 | 229,0 | 176,1 | 227,9 | 7,2 | 233,0 | 16,5 | 233,4 | 4,4 | -0,2 |
| PRB83 | 147,1 | 114,0 | 222,9 | 6,9 | 209,4 | 9,1 | 214,9 | 4,0 | -2,6 |
| PRB84 | 231,2 | 97,9 | 256,4 | 7,3 | 237,5 | 8,7 | 238,1 | 4,2 | -0,3 |
| PRB85 | 292,4 | 104,8 | 300,3 | 10,1 | 288,8 | 11,3 | 288,4 | 5,2 | 0,1 |
| PRB86 | 244,3 | 122,4 | 270,4 | 8,9 | 253,0 | 11,9 | 253,8 | 4,7 | -0,3 |
| PRB87 | 187,3 | 111,2 | 231,5 | 7,3 | 200,3 | 8,6 | 201,3 | 3,6 | -0,5 |
| PRB88 | 197,9 | 130,3 | 232,5 | 8,6 | 219,9 | 11,1 | 222,0 | 4,4 | -0,9 |
| PRB89 | 295,3 | 86,4 | 266,9 | 8,0 | 251,8 | 8,2 | 247,2 | 4,3 | 1,9 |
| PRB9 | 217,5 | 108,1 | 232,4 | 7,0 | 228,2 | 9,3 | 229,3 | 4,1 | -0,5 |
| PRB90 | 208,6 | 105,8 | 225,6 | 9,4 | 212,3 | 8,6 | 212,6 | 3,9 | -0,1 |
| PRB91 | 172,0 | 193,3 | 225,9 | 11,9 | 222,4 | 17,1 | 227,2 | 5,5 | -2,1 |
| PRB92 | 253,4 | 88,9 | 227,9 | 7,6 | 218,7 | 7,4 | 215,5 | 3,8 | 1,5 |
| PRB93 | 236,3 | 110,9 | 257,6 | 8,6 | 235,3 | 10,0 | 235,2 | 4,4 | 0,0 |
| PRB94 | 248,5 | 86,8 | 251,2 | 8,2 | 243,0 | 7,9 | 242,5 | 4,3 | 0,2 |
| PRB95 | 236,6 | 149,2 | 238,0 | 8,7 | 234,8 | 13,9 | 234,6 | 4,7 | 0,1 |
| PRB96 | 186,5 | 86,8 | 270,8 | 9,3 | 244,6 | 7,9 | 250,7 | 4,5 | -2,4 |
| PRB97 | 201,3 | 209,7 | 213,8 | 10,7 | 203,5 | 17,5 | 203,7 | 4,4 | -0,1 |
| PRB98 | 174,5 | 112,6 | 240,5 | 9,0 | 209,8 | 9,1 | 213,0 | 4,1 | -1,5 |
| PRB99 | 304,1 | 140,1 | 261,5 | 9,8 | 240,9 | 13,5 | 234,5 | 4,6 | 2,7 |

Таблица П.9. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из галгатайской свиты Тугнуйской впадины (образец Tug-14-2).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB1 | 267,3 | 82,8 | 254,2 | 5,9 | 246,3 | 7,5 | 244,0 | 4,1 | 0,9 |
| PRB10 | 214,6 | 261,5 | 210,7 | 7,7 | 209,0 | 23,0 | 208,4 | 4,4 | 0,3 |
| PRB100 | 303,1 | 214,2 | 228,0 | 17,6 | 230,2 | 20,3 | 223,4 | 6,3 | 3,0 |
| PRB101 | 359,7 | 308,8 | 240,8 | 19,7 | 248,8 | 32,6 | 237,4 | 8,9 | 4,8 |
| PRB102 | 159,2 | 199,6 | 205,8 | 14,7 | 212,7 | 17,1 | 217,8 | 5,9 | -2,3 |
| PRB103 | 283,8 | 251,2 | 239,6 | 17,2 | 247,4 | 25,6 | 243,8 | 7,8 | 1,5 |
| PRB104 | 333,9 | 150,7 | 208,8 | 11,6 | 226,2 | 13,9 | 216,2 | 5,3 | 4,6 |
| PRB105 | 223,6 | 319,7 | 214,1 | 18,0 | 217,4 | 29,4 | 217,1 | 7,7 | 0,1 |
| PRB106 | 203,7 | 174,7 | 252,6 | 15,2 | 250,9 | 17,4 | 256,3 | 6,7 | -2,1 |
| PRB107 | 74,7 | 165,4 | 231,7 | 13,3 | 231,9 | 14,9 | 247,9 | 6,2 | -6,5 |
| PRB108 | 170,4 | 153,7 | 189,5 | 10,9 | 192,2 | 11,9 | 194,2 | 4,8 | -1,0 |
| PRB109 | 286,6 | 228,4 | 224,2 | 15,4 | 225,4 | 21,4 | 219,8 | 6,1 | 2,5 |
| PRB11 | 283,2 | 162,7 | 214,8 | 8,4 | 225,8 | 14,8 | 220,2 | 4,5 | 2,5 |
| PRB110 | 261,3 | 456,0 | 223,2 | 17,7 | 228,9 | 46,8 | 226,1 | 7,9 | 1,2 |
| PRB12 | 210,0 | 121,0 | 232,7 | 7,6 | 225,1 | 10,5 | 226,4 | 4,3 | -0,6 |
| PRB13 | 267,2 | 76,7 | 240,7 | 5,4 | 241,3 | 6,8 | 238,5 | 4,1 | 1,2 |
| PRB14 | 287,2 | 132,8 | 246,1 | 8,1 | 253,4 | 13,2 | 249,6 | 4,7 | 1,5 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB15 | 253,9 | 153,2 | 241,1 | 8,7 | 249,3 | 15,0 | 248,6 | 4,9 | 0,3 |
| PRB16 | 276,5 | 74,6 | 227,0 | 5,2 | 228,0 | 6,3 | 223,2 | 3,8 | 2,2 |
| PRB17 | 216,1 | 119,6 | 207,8 | 5,7 | 211,6 | 9,8 | 211,0 | 4,1 | 0,3 |
| PRB18 | 220,6 | 91,9 | 230,1 | 6,3 | 223,8 | 7,7 | 223,9 | 4,0 | 0,0 |
| PRB19 | 249,5 | 110,2 | 219,4 | 6,0 | 217,8 | 9,3 | 214,8 | 4,1 | 1,4 |
| PRB2 | 207,4 | 113,6 | 220,3 | 6,1 | 207,1 | 9,0 | 207,0 | 3,8 | 0,0 |
| PRB20 | 192,5 | 150,5 | 164,2 | 5,3 | 168,5 | 10,3 | 166,7 | 3,2 | 1,1 |
| PRB21 | 119,5 | 156,5 | 160,8 | 5,2 | 164,3 | 10,3 | 167,3 | 3,3 | -1,8 |
| PRB22 | 118,7 | 163,9 | 214,6 | 7,9 | 209,5 | 13,4 | 217,5 | 4,7 | -3,7 |
| PRB23 | 194,1 | 311,0 | 214,1 | 9,9 | 220,3 | 29,0 | 222,5 | 5,2 | -1,0 |
| PRB24 | 387,5 | 135,8 | 200,9 | 5,9 | 229,2 | 12,6 | 213,8 | 4,0 | 7,2 |
| PRB25 | 248,2 | 106,5 | 219,5 | 6,4 | 226,3 | 9,3 | 224,0 | 4,1 | 1,0 |
| PRB26 | 244,6 | 93,5 | 220,3 | 6,2 | 216,8 | 7,7 | 214,1 | 3,9 | 1,3 |
| PRB27 | 306,0 | 118,6 | 209,1 | 5,5 | 223,7 | 10,5 | 215,8 | 4,1 | 3,7 |
| PRB28 | 289,6 | 76,2 | 225,2 | 5,5 | 235,2 | 6,7 | 229,6 | 4,0 | 2,4 |
| PRB29 | 302,5 | 208,8 | 218,0 | 10,5 | 216,1 | 18,7 | 208,1 | 4,7 | 3,8 |
| PRB3 | 293,7 | 151,1 | 275,4 | 7,0 | 246,8 | 14,9 | 241,8 | 4,4 | 2,1 |
| PRB30 | 249,5 | 77,0 | 239,7 | 6,4 | 245,3 | 7,0 | 244,6 | 4,3 | 0,3 |
| PRB31 | 194,9 | 106,8 | 242,4 | 7,1 | 248,7 | 10,0 | 254,2 | 4,8 | -2,2 |
| PRB32 | 281,1 | 161,9 | 156,9 | 5,4 | 178,2 | 11,9 | 170,4 | 3,5 | 4,6 |
| PRB33 | 296,9 | 278,9 | 243,3 | 13,1 | 229,2 | 27,1 | 222,5 | 5,3 | 3,0 |
| PRB34 | 232,0 | 346,5 | 215,7 | 14,8 | 218,9 | 32,8 | 217,5 | 4,9 | 0,6 |
| PRB35 | 324,8 | 112,5 | 229,4 | 7,9 | 238,4 | 10,5 | 229,5 | 4,5 | 3,9 |
| PRB36 | 264,7 | 162,8 | 223,9 | 8,5 | 228,7 | 15,0 | 225,0 | 4,7 | 1,6 |
| PRB37 | 324,1 | 162,5 | 211,6 | 6,7 | 229,9 | 15,2 | 220,6 | 4,6 | 4,2 |
| PRB38 | 252,6 | 110,2 | 195,9 | 6,1 | 216,5 | 9,3 | 213,1 | 4,2 | 1,6 |
| PRB39 | 215,9 | 144,4 | 213,9 | 7,8 | 216,7 | 12,4 | 216,6 | 4,7 | 0,0 |
| PRB4 | 445,1 | 248,8 | 253,8 | 8,1 | 262,3 | 27,7 | 242,2 | 4,8 | 8,3 |
| PRB40 | 167,6 | 144,5 | 202,2 | 5,9 | 215,7 | 12,3 | 220,0 | 4,3 | -2,0 |
| PRB41 | 191,2 | 133,9 | 203,9 | 7,4 | 221,5 | 11,6 | 224,2 | 4,7 | -1,2 |
| PRB42 | 224,3 | 148,8 | 235,1 | 8,0 | 246,2 | 14,5 | 248,4 | 5,0 | -0,9 |
| PRB43 | 288,1 | 93,6 | 212,2 | 6,2 | 225,4 | 8,2 | 219,3 | 4,2 | 2,8 |
| PRB44 | 185,7 | 214,4 | 204,2 | 9,9 | 211,8 | 18,5 | 214,0 | 5,5 | -1,0 |
| PRB45 | 300,7 | 124,7 | 231,0 | 7,5 | 249,3 | 12,3 | 243,7 | 4,8 | 2,3 |
| PRB46 | 235,7 | 157,5 | 207,1 | 6,7 | 220,0 | 13,9 | 218,4 | 4,5 | 0,7 |
| PRB47 | 255,3 | 217,5 | 186,3 | 7,7 | 214,7 | 19,4 | 210,9 | 4,8 | 1,8 |
| PRB48 | 203,3 | 81,7 | 211,4 | 6,3 | 210,5 | 6,6 | 211,0 | 3,9 | -0,2 |
| PRB49 | 247,2 | 93,1 | 238,4 | 7,5 | 252,0 | 9,0 | 252,4 | 4,8 | -0,2 |
| PRB5 | 285,2 | 90,9 | 166,4 | 4,0 | 170,8 | 6,0 | 162,6 | 2,8 | 5,0 |
| PRB50 | 225,0 | 318,8 | 210,2 | 16,3 | 222,9 | 30,3 | 222,6 | 5,5 | 0,1 |
| PRB51 | 303,5 | 168,2 | 208,2 | 8,5 | 227,8 | 15,7 | 220,5 | 4,9 | 3,3 |
| PRB52 | 202,0 | 172,0 | 213,9 | 10,1 | 220,0 | 15,1 | 221,6 | 5,2 | -0,7 |
| PRB53 | 266,1 | 220,8 | 210,1 | 10,8 | 227,1 | 20,8 | 223,2 | 5,3 | 1,7 |
| PRB54 | 248,5 | 210,4 | 213,0 | 9,9 | 225,6 | 19,5 | 223,3 | 5,4 | 1,0 |
| PRB55 | 212,6 | 152,6 | 208,8 | 7,6 | 226,2 | 13,8 | 227,5 | 4,7 | -0,6 |
| PRB56 | 292,3 | 199,4 | 201,8 | 13,0 | 220,8 | 17,9 | 214,5 | 5,7 | 2,9 |
| PRB57 | 192,5 | 276,3 | 210,6 | 14,0 | 201,0 | 23,1 | 202,0 | 6,4 | -0,5 |
| PRB58 | 300,3 | 365,6 | 201,0 | 14,2 | 202,5 | 32,5 | 194,5 | 6,8 | 4,1 |
| PRB59 | 238,9 | 336,9 | 219,9 | 11,4 | 207,3 | 30,1 | 204,8 | 5,8 | 1,2 |
| PRB6 | 284,2 | 92,1 | 213,0 | 5,0 | 215,1 | 7,5 | 208,7 | 3,7 | 3,1 |
| PRB60 | 299,0 | 368,0 | 202,0 | 19,3 | 231,6 | 36,7 | 225,3 | 9,2 | 2,8 |
| PRB61 | 330,2 | 418,8 | 196,3 | 13,2 | 209,4 | 39,6 | 199,1 | 6,3 | 5,2 |
| PRB62 | 280,5 | 166,2 | 210,5 | 9,6 | 227,0 | 15,1 | 222,2 | 5,2 | 2,2 |
| PRB63 | 283,9 | 188,9 | 226,1 | 10,5 | 216,4 | 16,7 | 210,5 | 5,1 | 2,8 |
| PRB64 | 264,1 | 193,2 | 213,4 | 11,0 | 216,5 | 17,0 | 212,4 | 5,2 | 1,9 |
| PRB65 | 336,7 | 163,7 | 228,6 | 9,9 | 236,9 | 15,7 | 227,2 | 5,2 | 4,3 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB66 | 178,1 | 135,6 | 221,4 | 9,3 | 223,4 | 11,7 | 227,9 | 4,8 | -2,0 |
| PRB67 | 230,9 | 386,1 | 257,1 | 17,0 | 225,1 | 37,8 | 224,7 | 6,9 | 0,2 |
| PRB68 | 359,0 | 204,7 | 193,1 | 11,2 | 231,6 | 19,6 | 219,5 | 5,4 | 5,5 |
| PRB69 | 585,1 | 296,4 | 233,0 | 15,0 | 248,8 | 32,6 | 214,8 | 6,6 | 15,8 |
| PRB7 | 166,5 | 151,1 | 234,2 | 7,6 | 213,7 | 12,7 | 218,0 | 4,2 | -2,0 |
| PRB70 | 993,3 | 93,3 | 293,3 | 11,0 | 343,0 | 13,1 | 255,2 | 5,1 | 34,4 |
| PRB71 | 246,5 | 229,0 | 217,6 | 13,1 | 227,8 | 21,4 | 226,2 | 6,2 | 0,7 |
| PRB72 | 276,0 | 151,0 | 235,5 | 9,5 | 244,6 | 14,6 | 241,5 | 5,5 | 1,3 |
| PRB73 | 289,0 | 246,2 | 220,2 | 11,8 | 215,6 | 22,2 | 209,1 | 5,8 | 3,1 |
| PRB74 | 209,6 | 322,9 | 195,4 | 14,8 | 215,5 | 29,6 | 216,3 | 6,1 | -0,4 |
| PRB75 | 253,0 | 213,2 | 218,7 | 12,6 | 235,0 | 20,4 | 233,4 | 6,2 | 0,7 |
| PRB76 | 219,7 | 241,6 | 195,8 | 11,0 | 214,7 | 21,4 | 214,4 | 5,8 | 0,1 |
| PRB77 | 235,0 | 316,9 | 253,1 | 13,6 | 230,9 | 31,0 | 230,7 | 6,2 | 0,1 |
| PRB78 | 334,2 | 316,1 | 239,7 | 15,8 | 236,5 | 32,1 | 226,9 | 6,9 | 4,2 |
| PRB79 | 920,4 | 224,3 | 229,3 | 15,4 | 278,7 | 27,9 | 208,5 | 6,6 | 33,7 |
| PRB8 | 192,5 | 64,5 | 169,5 | 3,5 | 170,0 | 3,9 | 168,3 | 2,8 | 1,0 |
| PRB80 | 245,0 | 177,1 | 212,4 | 9,7 | 212,2 | 15,2 | 209,4 | 5,0 | 1,3 |
| PRB81 | 268,4 | 176,3 | 252,1 | 15,5 | 225,7 | 16,0 | 221,8 | 5,4 | 1,8 |
| PRB82 | 293,8 | 215,9 | 217,2 | 14,5 | 225,9 | 20,0 | 219,6 | 6,1 | 2,9 |
| PRB83 | 288,4 | 196,6 | 203,6 | 12,3 | 216,5 | 17,5 | 210,1 | 5,3 | 3,0 |
| PRB84 | 228,5 | 246,3 | 217,3 | 11,7 | 209,9 | 21,5 | 208,4 | 5,9 | 0,7 |
| PRB85 | 223,8 | 227,4 | 221,0 | 15,0 | 229,1 | 21,2 | 229,8 | 6,3 | -0,3 |
| PRB86 | 214,9 | 231,9 | 227,9 | 14,5 | 245,5 | 23,0 | 248,9 | 7,1 | -1,4 |
| PRB87 | 289,4 | 219,2 | 210,1 | 11,9 | 216,1 | 19,6 | 209,6 | 6,0 | 3,1 |
| PRB88 | 308,5 | 221,8 | 213,8 | 15,3 | 219,1 | 20,2 | 211,0 | 5,9 | 3,8 |
| PRB89 | 264,4 | 217,9 | 203,3 | 12,6 | 215,4 | 19,3 | 211,1 | 6,0 | 2,0 |
| PRB9 | 189,3 | 125,9 | 186,5 | 5,3 | 175,0 | 8,7 | 173,9 | 3,1 | 0,6 |
| PRB90 | 214,1 | 319,4 | 221,3 | 15,9 | 218,6 | 29,6 | 219,2 | 7,1 | -0,3 |
| PRB92 | 211,2 | 205,9 | 245,5 | 14,9 | 245,0 | 20,1 | 248,7 | 6,9 | -1,5 |
| PRB93 | 287,9 | 258,9 | 216,5 | 15,9 | 234,3 | 25,1 | 229,2 | 7,3 | 2,2 |
| PRB95 | 283,3 | 218,5 | 208,4 | 13,4 | 226,7 | 20,4 | 221,5 | 6,4 | 2,3 |
| PRB96 | 246,3 | 183,2 | 211,9 | 11,7 | 217,2 | 16,1 | 214,7 | 5,6 | 1,2 |
| PRB97 | 290,1 | 291,3 | 246,4 | 21,4 | 246,7 | 30,0 | 242,3 | 8,6 | 1,8 |
| PRB98 | 405,2 | 172,0 | 220,1 | 12,2 | 240,1 | 17,0 | 223,8 | 5,6 | 7,3 |
| PRB99 | 303,0 | 156,1 | 228,0 | 12,2 | 250,6 | 15,7 | 245,3 | 6,0 | 2,2 |

Таблица П.10. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из сангинской свиты Гусиноозерской впадины (образец Gus-17-1).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB1 | 309,9 | 78,8 | 231,9 | 4,9 | 244,9 | 6,7 | 238,2 | 5,9 | 2,8 |
| PRB1a | 91,0 | 103,1 | 172,4 | 5,7 | 176,1 | 6,9 | 182,4 | 5,2 | -3,5 |
| PRB10 | 266,5 | 85,7 | 261,4 | 6,2 | 268,4 | 8,1 | 268,6 | 6,7 | -0,1 |
| PRB101 | 103,2 | 89,4 | 152,1 | 4,7 | 159,0 | 5,4 | 162,7 | 4,6 | -2,3 |
| PRB102 | 402,7 | 115,4 | 228,6 | 7,9 | 257,7 | 11,7 | 241,9 | 7,1 | 6,5 |
| PRB103 | 392,0 | 130,3 | 254,5 | 10,3 | 277,9 | 14,2 | 264,5 | 7,9 | 5,1 |
| PRB107 | 228,9 | 131,3 | 144,2 | 5,2 | 157,6 | 8,4 | 152,8 | 4,6 | 3,1 |
| PRB108 | 123,9 | 104,4 | 214,6 | 7,3 | 211,3 | 8,4 | 219,2 | 6,3 | -3,6 |
| PRB109 | 238,0 | 111,5 | 240,6 | 8,7 | 249,9 | 10,7 | 251,0 | 7,3 | -0,4 |
| PRB11 | 169,5 | 153,4 | 224,1 | 6,8 | 218,1 | 12,9 | 222,6 | 6,2 | -2,0 |
| PRB110 | 469,5 | 121,5 | 249,1 | 9,6 | 282,1 | 13,5 | 259,8 | 7,7 | 8,6 |
| PRB111 | 291,1 | 157,8 | 243,5 | 11,8 | 257,3 | 16,1 | 253,5 | 8,0 | 1,5 |
| PRB112 | 391,6 | 116,9 | 239,5 | 9,2 | 270,5 | 12,4 | 256,6 | 7,6 | 5,4 |
| PRB13 | 387,4 | 73,0 | 238,3 | 5,6 | 302,1 | 7,6 | 291,1 | 7,2 | 3,8 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|
| PRB14 | 396,6 | 108,7 | 146,2 | 4,1 | 178,2 | 7,7 | 162,2 | 4,3 | 9,9 |
| PRB15 | 46,5 | 132,9 | 165,5 | 4,7 | 164,5 | 8,3 | 172,8 | 4,6 | -4,8 |
| PRB16 | 417,2 | 105,7 | 219,0 | 6,2 | 255,6 | 10,3 | 238,3 | 6,3 | 7,3 |
| PRB17 | 220,8 | 79,6 | 234,9 | 5,5 | 249,2 | 6,9 | 252,2 | 6,3 | -1,2 |
| PRB18 | 153,8 | 104,1 | 144,2 | 3,6 | 159,0 | 6,2 | 159,3 | 4,2 | -0,2 |
| PRB2 | 323,4 | 80,7 | 221,8 | 4,8 | 239,7 | 6,8 | 231,2 | 5,8 | 3,7 |
| PRB21 | 345,7 | 115,0 | 181,7 | 5,6 | 192,9 | 8,7 | 180,6 | 4,9 | 6,8 |
| PRB22 | 388,2 | 94,4 | 212,1 | 5,7 | 237,9 | 8,5 | 222,9 | 5,8 | 6,7 |
| PRB24 | 285,4 | 76,3 | 221,1 | 4,8 | 238,5 | 6,4 | 233,7 | 5,9 | 2,1 |
| PRB26 | 431,7 | 112,5 | 215,5 | 5,7 | 243,9 | 10,6 | 224,8 | 6,1 | 8,5 |
| PRB27 | 1,9 | 113,5 | 148,5 | 4,0 | 153,8 | 6,5 | 163,8 | 4,3 | -6,1 |
| PRB29 | 247,4 | 97,8 | 144,0 | 3,6 | 164,8 | 6,1 | 159,1 | 4,2 | 3,6 |
| PRB3 | 402,3 | 79,6 | 284,2 | 6,6 | 296,3 | 8,3 | 283,0 | 7,0 | 4,7 |
| PRB30 | 236,8 | 78,9 | 210,0 | 4,6 | 225,7 | 6,3 | 224,6 | 5,7 | 0,5 |
| PRB31 | 202,3 | 110,8 | 234,5 | 6,5 | 238,4 | 9,8 | 242,0 | 6,5 | -1,5 |
| PRB32 | 293,0 | 82,7 | 245,2 | 5,8 | 264,6 | 7,8 | 261,4 | 6,7 | 1,2 |
| PRB33 | 166,9 | 79,4 | 149,0 | 3,4 | 163,3 | 4,7 | 163,0 | 4,2 | 0,2 |
| PRB34 | 338,1 | 147,4 | 154,5 | 5,8 | 169,0 | 10,2 | 157,1 | 4,5 | 7,6 |
| PRB35 | 219,2 | 109,0 | 252,8 | 7,2 | 263,2 | 10,6 | 268,2 | 7,1 | -1,9 |
| PRB36 | 267,0 | 97,9 | 198,8 | 5,2 | 228,5 | 8,3 | 224,8 | 5,9 | 1,6 |
| PRB38 | 219,3 | 86,8 | 206,7 | 4,9 | 232,6 | 7,3 | 233,9 | 6,1 | -0,6 |
| PRB40 | 220,1 | 147,4 | 230,0 | 8,5 | 250,4 | 14,2 | 253,7 | 7,2 | -1,3 |
| PRB41 | 258,2 | 152,6 | 135,2 | 5,3 | 165,5 | 10,2 | 159,1 | 4,6 | 4,0 |
| PRB42 | 299,8 | 113,0 | 192,3 | 5,8 | 223,3 | 9,7 | 216,1 | 5,9 | 3,3 |
| PRB43 | 273,7 | 92,9 | 208,2 | 5,2 | 227,9 | 7,9 | 223,5 | 5,9 | 2,0 |
| PRB44 | 293,0 | 108,7 | 235,1 | 7,1 | 266,1 | 10,8 | 263,1 | 7,1 | 1,1 |
| PRB46 | 207,4 | 80,3 | 254,5 | 6,1 | 276,9 | 7,8 | 285,2 | 7,4 | -2,9 |
| PRB47 | 146,4 | 93,8 | 167,0 | 4,2 | 179,2 | 6,3 | 181,8 | 4,8 | -1,4 |
| PRB48 | 136,2 | 92,6 | 146,5 | 3,6 | 159,0 | 5,5 | 160,6 | 4,3 | -1,0 |
| PRB5 | 370,2 | 88,2 | 251,1 | 6,0 | 273,9 | 8,7 | 262,7 | 6,6 | 4,3 |
| PRB50 | 180,6 | 115,3 | 227,3 | 7,3 | 250,6 | 10,8 | 258,2 | 7,0 | -2,9 |
| PRB51 | 146,8 | 94,2 | 205,0 | 5,2 | 214,8 | 7,4 | 221,2 | 5,9 | -2,9 |
| PRB52 | 185,0 | 88,0 | 229,7 | 5,8 | 246,8 | 7,8 | 253,5 | 6,7 | -2,6 |
| PRB53 | 107,7 | 98,9 | 206,4 | 5,6 | 216,0 | 7,8 | 226,2 | 6,0 | -4,5 |
| PRB54 | 155,5 | 80,8 | 199,3 | 4,9 | 219,8 | 6,4 | 225,9 | 5,9 | -2,7 |
| PRB55 | 359,0 | 162,0 | 297,8 | 13,5 | 305,8 | 19,2 | 299,1 | 9,0 | 2,2 |
| PRB56 | 195,2 | 92,8 | 217,3 | 5,6 | 218,4 | 7,6 | 220,6 | 6,1 | -1,0 |
| PRB57 | 127,6 | 112,8 | 135,6 | 4,0 | 135,6 | 6,0 | 136,1 | 3,9 | -0,4 |
| PRB58 | 15,3 | 268,7 | 161,8 | 8,8 | 143,7 | 15,9 | 151,7 | 5,4 | -5,3 |
| PRB59 | 274,7 | 90,0 | 216,7 | 5,6 | 222,8 | 7,6 | 218,0 | 6,0 | 2,2 |
| PRB6 | 321,5 | 87,4 | 223,3 | 4,9 | 241,3 | 7,6 | 233,2 | 5,9 | 3,5 |
| PRB60 | 83,4 | 119,9 | 218,1 | 6,4 | 218,5 | 9,8 | 231,2 | 6,5 | -5,5 |
| PRB61 | 450,2 | 91,0 | 224,7 | 5,8 | 245,2 | 8,7 | 224,3 | 6,2 | 9,3 |
| PRB62 | 388,8 | 110,4 | 167,4 | 5,0 | 190,0 | 8,4 | 174,4 | 5,0 | 8,9 |
| PRB63 | 386,5 | 93,1 | 221,7 | 6,0 | 233,0 | 8,4 | 218,1 | 6,1 | 6,8 |
| PRB64 | 240,4 | 120,9 | 172,7 | 6,0 | 187,1 | 8,9 | 182,9 | 5,3 | 2,3 |
| PRB65 | 347,1 | 101,2 | 178,2 | 5,1 | 189,4 | 7,6 | 177,0 | 5,0 | 7,0 |
| PRB66 | 298,7 | 87,0 | 209,7 | 5,5 | 230,3 | 7,6 | 223,6 | 6,2 | 3,0 |
| PRB67 | 230,9 | 125,6 | 182,9 | 6,1 | 181,1 | 9,0 | 177,3 | 5,1 | 2,1 |
| PRB68 | 250,3 | 125,5 | 150,7 | 4,6 | 156,3 | 7,9 | 150,2 | 4,4 | 4,1 |
| PRB69 | 166,6 | 96,4 | 223,9 | 6,5 | 229,8 | 8,3 | 236,0 | 6,6 | -2,6 |
| PRB7 | 277,8 | 122,3 | 164,7 | 4,6 | 169,0 | 8,0 | 161,3 | 4,3 | 4,8 |
| PRB70 | 411,3 | 433,8 | 261,5 | 29,1 | 293,6 | 55,5 | 279,0 | 15,7 | 5,2 |
| PRB72 | 298,7 | 119,1 | 229,2 | 7,0 | 231,0 | 10,7 | 224,3 | 6,5 | 3,0 |
| PRB73 | 358,2 | 110,5 | 250,4 | 7,8 | 269,5 | 11,5 | 259,4 | 7,4 | 3,9 |
| PRB74 | 332,5 | 97,6 | 250,9 | 7,2 | 259,9 | 9,7 | 251,9 | 7,0 | 3,2 |

| | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|-----|------|
| PRB75 | 69,8 | 109,9 | 175,1 | 5,5 | 171,1 | 7,1 | 178,5 | 5,0 | -4,1 |
| PRB77 | 176,8 | 90,3 | 216,4 | 6,6 | 219,0 | 7,4 | 222,9 | 6,2 | -1,7 |
| PRB78 | 264,9 | 89,9 | 170,4 | 4,8 | 188,0 | 6,5 | 181,9 | 5,1 | 3,4 |
| PRB79 | 118,8 | 102,5 | 156,2 | 4,5 | 154,5 | 6,1 | 156,8 | 4,4 | -1,5 |
| PRB8 | 444,7 | 94,9 | 269,4 | 6,8 | 285,0 | 10,0 | 265,9 | 6,8 | 7,2 |
| PRB80 | 345,1 | 101,9 | 218,8 | 6,2 | 231,2 | 9,2 | 220,1 | 6,2 | 5,0 |
| PRB82 | 167,7 | 122,8 | 173,1 | 5,6 | 182,4 | 8,8 | 183,5 | 5,3 | -0,6 |
| PRB83 | 286,6 | 122,8 | 150,7 | 4,7 | 164,0 | 8,1 | 155,6 | 4,6 | 5,4 |
| PRB84 | 340,6 | 184,3 | 162,3 | 6,8 | 169,7 | 13,1 | 157,7 | 5,1 | 7,6 |
| PRB86 | 205,6 | 155,9 | 151,1 | 5,0 | 158,1 | 10,0 | 154,9 | 4,8 | 2,1 |
| PRB87 | 322,2 | 94,7 | 255,7 | 8,1 | 255,5 | 9,2 | 248,2 | 7,0 | 2,9 |
| PRB89 | 242,6 | 122,6 | 235,7 | 8,0 | 243,5 | 11,5 | 243,5 | 7,1 | 0,0 |
| PRB9 | 377,6 | 204,4 | 172,9 | 8,4 | 177,8 | 15,3 | 163,1 | 5,1 | 9,0 |
| PRB91 | 370,6 | 141,1 | 236,3 | 10,3 | 263,6 | 14,7 | 251,6 | 7,6 | 4,8 |
| PRB92 | 230,2 | 107,9 | 212,5 | 6,6 | 223,3 | 9,3 | 222,5 | 6,4 | 0,4 |
| PRB94 | 311,6 | 113,5 | 240,1 | 8,4 | 259,3 | 11,3 | 253,5 | 7,3 | 2,3 |
| PRB95 | 246,7 | 98,5 | 288,3 | 9,2 | 292,6 | 10,7 | 298,2 | 8,4 | -1,9 |
| PRB96 | 402,3 | 95,1 | 279,2 | 9,8 | 298,3 | 10,9 | 285,0 | 8,1 | 4,7 |
| PRB97 | 318,3 | 122,6 | 172,9 | 6,0 | 183,6 | 9,1 | 173,3 | 5,1 | 5,9 |
| PRB98 | 250,8 | 122,3 | 161,2 | 5,8 | 177,5 | 8,7 | 172,0 | 5,1 | 3,2 |
| PRB99 | 352,4 | 112,3 | 245,5 | 8,9 | 260,4 | 11,4 | 250,2 | 7,3 | 4,1 |

Таблица П.11. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из селенгинской свиты Гусиноозерской впадины (образец Gus-14-6).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB91 | 0,1 | 103,9 | 111 | 4,3 | 110,2 | 5,1 | 115,9 | 1,7 | -4,9 |
| PRB43 | 190,7 | 80,5 | 158,3 | 3,3 | 172,4 | 5,4 | 171,1 | 1,8 | 0,8 |
| PRB33 | 201,2 | 43,7 | 169,4 | 2,6 | 178,5 | 2,8 | 176,9 | 1,4 | 0,9 |
| PRB62 | 401 | 94,2 | 202,7 | 7,2 | 193,7 | 7,4 | 177,1 | 2,3 | 9,4 |
| PRB88 | 128,6 | 88,7 | 177,5 | 5,8 | 175,6 | 6,1 | 179 | 2,3 | -1,9 |
| PRB86 | 56,1 | 94,6 | 171,4 | 5,9 | 171,7 | 6,2 | 180,1 | 2,3 | -4,7 |
| PRB102 | 214,8 | 110,0 | 180,4 | 8,3 | 184,7 | 8,1 | 182,3 | 3,0 | 1,3 |
| PRB94 | 0,1 | 65,1 | 175,5 | 6,6 | 167,8 | 6,6 | 182,7 | 2,6 | -8,2 |
| PRB54 | 187,9 | 64,6 | 167,1 | 2,7 | 183 | 4,5 | 182,7 | 1,7 | 0,2 |
| PRB60 | 222,2 | 95,6 | 185,7 | 6,7 | 185,5 | 6,9 | 182,7 | 2,3 | 1,5 |
| PRB55 | 282,5 | 44,6 | 172,9 | 2,3 | 190,2 | 3,1 | 183 | 1,5 | 3,9 |
| PRB98 | 392,9 | 176,2 | 194,8 | 14,4 | 199,2 | 14,7 | 183,2 | 4,0 | 8,7 |
| PRB15 | 184,1 | 45,8 | 180,4 | 4,6 | 185,1 | 3,1 | 185,3 | 1,5 | -0,1 |
| PRB45 | 182,1 | 51,4 | 181,9 | 3,0 | 185,4 | 3,5 | 185,8 | 1,6 | -0,2 |
| PRB22 | 268,5 | 75,2 | 167,6 | 4,2 | 192,3 | 5,6 | 186,3 | 1,9 | 3,2 |
| PRB49 | 234,1 | 60,0 | 180,1 | 3,3 | 190,7 | 4,3 | 187,3 | 1,7 | 1,8 |
| PRB56 | 199,9 | 98,1 | 191,4 | 6,3 | 188,7 | 7,2 | 187,8 | 2,4 | 0,5 |
| PRB59 | 230 | 85,6 | 194,1 | 5,7 | 191,3 | 6,4 | 188,2 | 2,2 | 1,6 |
| PRB74 | 171,1 | 74,5 | 183,2 | 5,1 | 187,9 | 5,4 | 189,2 | 2,1 | -0,7 |
| PRB9 | 256,4 | 62,7 | 196,2 | 3,5 | 194,2 | 4,7 | 189,2 | 1,7 | 2,6 |
| PRB70 | 317,2 | 103,7 | 187,8 | 7,0 | 199 | 8,3 | 189,2 | 2,5 | 5,2 |
| PRB57 | 391,2 | 99,2 | 191,2 | 6,9 | 205 | 8,2 | 189,2 | 2,5 | 8,4 |
| PRB52 | 216,6 | 49,8 | 182,6 | 3,0 | 191,6 | 3,5 | 189,7 | 1,6 | 1,0 |
| PRB41 | 444,6 | 42,2 | 320,8 | 8,4 | 212,9 | 3,4 | 192,6 | 1,6 | 10,5 |
| PRB96 | 30,4 | 105,0 | 177,8 | 7,0 | 179,1 | 7,2 | 190,6 | 2,8 | -6,0 |
| PRB21 | 290,5 | 52,1 | 201,4 | 3,8 | 198,3 | 3,9 | 190,7 | 1,6 | 4,0 |
| PRB63 | 227,5 | 66,5 | 202,1 | 5,3 | 193,7 | 4,9 | 191 | 2,0 | 1,4 |
| PRB99 | 82,3 | 106,9 | 185,8 | 8,4 | 183,4 | 7,6 | 191,3 | 2,9 | -4,1 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|------|--------|------|--------|------|------|
| PRB17 | 223,4 | 58,2 | 192,4 | 3,7 | 194,2 | 4,3 | 191,9 | 1,7 | 1,2 |
| PRB71 | 71,4 | 90,1 | 193,2 | 5,3 | 184,2 | 6,3 | 193 | 2,3 | -4,6 |
| PRB69 | 137,8 | 79,5 | 201,5 | 5,7 | 189,7 | 5,8 | 193,9 | 2,2 | -2,2 |
| PRB44 | 422,9 | 65,6 | 182 | 3,4 | 212,3 | 5,5 | 193,9 | 1,9 | 9,5 |
| PRB107 | 1,6 | 123,6 | 186,2 | 9,7 | 181,1 | 8,7 | 195,2 | 3,5 | -7,2 |
| PRB78 | 56,6 | 104,8 | 205,4 | 6,9 | 185,1 | 7,4 | 195,2 | 2,5 | -5,2 |
| PRB104 | 93,6 | 109,2 | 187,7 | 8,7 | 188,9 | 8,0 | 196,5 | 3,2 | -3,9 |
| PRB80 | 172,7 | 66,6 | 199,5 | 5,2 | 195,4 | 5,0 | 197,2 | 2,1 | -0,9 |
| PRB100 | 130,7 | 104,9 | 197 | 8,4 | 193,1 | 7,9 | 198,3 | 3,1 | -2,6 |
| PRB108 | 111,5 | 119,3 | 196 | 10,1 | 191,8 | 9,0 | 198,4 | 3,5 | -3,3 |
| PRB37 | 187,5 | 136,6 | 193,1 | 7,1 | 198,8 | 10,8 | 199,9 | 2,8 | -0,6 |
| PRB73 | 172,3 | 62,1 | 202,1 | 4,8 | 198,3 | 4,6 | 200,4 | 2,0 | -1,0 |
| PRB64 | 294,2 | 67,9 | 215,1 | 5,6 | 208 | 5,4 | 200,4 | 2,1 | 3,8 |
| PRB47 | 274,5 | 281,2 | 203,6 | 17,7 | 207,2 | 24,7 | 201,4 | 5,1 | 2,9 |
| PRB4 | 264,7 | 50,1 | 191,3 | 3,2 | 208 | 3,9 | 203,1 | 1,7 | 2,4 |
| PRB39 | 338,5 | 170,2 | 199,3 | 10,3 | 214,6 | 15,1 | 203,6 | 3,4 | 5,4 |
| PRB25 | 162,6 | 41,2 | 197,9 | 7,2 | 200,4 | 2,9 | 203,8 | 1,6 | -1,7 |
| PRB7 | 239,8 | 92,9 | 203,3 | 6,6 | 211,1 | 7,6 | 208,7 | 2,3 | 1,1 |
| PRB92 | 375,6 | 256,8 | 299,2 | 29,7 | 223,1 | 24,2 | 208,8 | 6,1 | 6,8 |
| PRB53 | 356,6 | 53,6 | 197,7 | 3,4 | 223,6 | 4,5 | 211,3 | 1,8 | 5,8 |
| PRB20 | 445,4 | 58,1 | 290,8 | 6,0 | 239,1 | 5,4 | 218,7 | 2,0 | 9,3 |
| PRB77 | 51,4 | 93,0 | 220 | 7,1 | 211,7 | 7,4 | 226,2 | 2,7 | -6,4 |
| PRB27 | 47,4 | 72,0 | 225,8 | 6,1 | 213,7 | 5,6 | 229,2 | 2,2 | -6,8 |
| PRB79 | 222,9 | 70,7 | 240,6 | 6,7 | 231,9 | 6,2 | 232,7 | 2,5 | -0,3 |
| PRB95 | 463,2 | 114,5 | 226,6 | 9,5 | 256,7 | 11,7 | 234,6 | 3,8 | 9,4 |
| PRB26 | 345,8 | 63,6 | 229,2 | 3,5 | 247,5 | 6,0 | 237,4 | 2,2 | 4,3 |
| PRB29 | 281,4 | 88,5 | 247,3 | 5,4 | 244 | 8,3 | 240,3 | 2,7 | 1,5 |
| PRB23 | 202,9 | 52,7 | 235,8 | 3,4 | 240,1 | 4,6 | 244 | 2,1 | -1,6 |
| PRB85 | 393 | 108,8 | 249,2 | 9,2 | 263,2 | 11,3 | 248,8 | 3,6 | 5,8 |
| PRB76 | 440,9 | 94,9 | 266,7 | 8,7 | 276,6 | 10,3 | 257,5 | 3,4 | 7,4 |
| PRB97 | 365,9 | 116,5 | 266 | 11,7 | 284 | 13,0 | 274,1 | 4,5 | 3,6 |
| PRB101 | 98,3 | 115,9 | 331 | 15,3 | 289,1 | 12,4 | 313,1 | 5,0 | -7,7 |
| PRB61 | 337,6 | 88,4 | 332,5 | 11,0 | 323,9 | 10,7 | 322 | 3,9 | 0,6 |
| PRB109 | 147,7 | 142,4 | 321,6 | 17,9 | 315,5 | 16,9 | 338,8 | 6,6 | -6,9 |
| PRB93 | 375,1 | 91,6 | 344,8 | 12,2 | 360,9 | 12,4 | 358,6 | 4,9 | 0,6 |
| PRB24 | 610,6 | 66,2 | 410,8 | 8,5 | 415,8 | 10,2 | 381,8 | 3,8 | 8,9 |
| PRB50 | 487,4 | 44,0 | 381,9 | 7,7 | 439,2 | 6,6 | 430,2 | 3,5 | 2,1 |
| PRB67 | 435,6 | 57,0 | 461,3 | 10,8 | 453,3 | 9,0 | 456,7 | 4,5 | -0,7 |
| PRB87 | 497,3 | 92,9 | 471,8 | 16,0 | 466 | 15,6 | 459,4 | 6,2 | 1,4 |
| PRB84 | 358,4 | 64,7 | 437,5 | 12,3 | 454,7 | 10,3 | 473,8 | 5,1 | -4,0 |
| PRB42 | 534,5 | 37,0 | 423,7 | 5,6 | 494,7 | 5,9 | 486,4 | 3,7 | 1,7 |
| PRB103 | 381,9 | 100,8 | 477,9 | 21,5 | 487,5 | 17,6 | 510,2 | 8,0 | -4,4 |
| PRB34 | 831,7 | 40,6 | 814,9 | 10,8 | 828,6 | 10,2 | 828 | 6,7 | 0,1 |
| PRB110 | 814,3 | 114,5 | 833 | 44,3 | 834,1 | 31,8 | 841,8 | 15,4 | -0,9 |
| PRB14 | 933,3 | 54,2 | 844,5 | 14,8 | 901,9 | 15,1 | 889,7 | 8,4 | 1,4 |
| PRB16 | 1081 | 42,9 | 994,8 | 20,3 | 1050,2 | 13,1 | 1036 | 8,8 | 1,4 |
| PRB51 | 1793,1 | 40,2 | 1720 | 35,4 | 1774 | 17,5 | 1758,8 | 16,3 | 0,9 |
| PRB90 | 2259,6 | 55,4 | 2943,9 | 90,1 | 2064,4 | 27,9 | 1874,1 | 20,3 | 10,2 |

Таблица П.12. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из холбольджинской свиты Гусиноозерской впадины (образец Gus-14-1).

| Номер точки анализа | Изотопный возраст (млн лет) | | | | | | | | D, % |
|---------------------|---|---------------|---|---------------|--|---------------|--|---------------|------|
| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1\sigma$ | |
| PRB72 | 194,6 | 81,75 | 164,4 | 3,03 | 162,1 | 5,22 | 159,8 | 1,75 | 1,4 |

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| PRB57 | 175,3 | 69,01 | 161,6 | 2,17 | 163,7 | 4,38 | 162,9 | 1,64 | 0,5 |
| PRB22 | 209,7 | 70,96 | 173,3 | 5,95 | 166,9 | 4,62 | 163,8 | 1,72 | 1,9 |
| PRB90 | 226,6 | 78,88 | 179,7 | 4,81 | 170,1 | 5,29 | 166 | 1,85 | 2,5 |
| PRB19 | 142,3 | 59,74 | 169,7 | 3,32 | 165,4 | 3,75 | 167 | 1,62 | -1,0 |
| PRB5 | 307,7 | 102,68 | 185,6 | 7,75 | 178 | 7,28 | 168,4 | 2,38 | 5,7 |
| PRB42 | 165,4 | 121,69 | 158,5 | 8,17 | 169,7 | 8,33 | 170,1 | 3,03 | -0,2 |
| PRB80 | 150,8 | 52,2 | 177,3 | 2,98 | 169,2 | 3,34 | 170,4 | 1,6 | -0,7 |
| PRB78 | 328,5 | 63,38 | 174,9 | 2,96 | 182,2 | 4,55 | 171 | 1,73 | 6,5 |
| PRB103 | 362,2 | 104,26 | 164,6 | 5,69 | 185 | 7,9 | 171,4 | 2,34 | 7,9 |
| PRB83 | 115,9 | 50,25 | 176,6 | 2,96 | 167,9 | 3,16 | 171,6 | 1,6 | -2,2 |
| PRB31 | 140,5 | 93,07 | 169,9 | 5,82 | 169,7 | 6,19 | 171,8 | 2,25 | -1,2 |
| PRB26 | 320,4 | 69,32 | 172,6 | 4,41 | 183,8 | 5,03 | 173,3 | 1,89 | 6,1 |
| PRB87 | 207,6 | 68,8 | 180,7 | 3,91 | 176,5 | 4,72 | 174,1 | 1,83 | 1,4 |
| PRB4 | 251,3 | 99,39 | 186,5 | 7,93 | 180,2 | 7,03 | 174,9 | 2,44 | 3,0 |
| PRB39 | 208,3 | 109,54 | 167,8 | 7,41 | 178,5 | 7,83 | 176,2 | 2,79 | 1,3 |
| PRB35 | 218,9 | 90,9 | 170,5 | 6,28 | 179,2 | 6,46 | 176,2 | 2,42 | 1,7 |
| PRB71 | 281,5 | 61,77 | 177,7 | 3,21 | 184 | 4,43 | 176,4 | 1,74 | 4,3 |
| PRB29 | 339,6 | 94 | 171,4 | 5,16 | 188,5 | 7,14 | 176,6 | 2,28 | 6,7 |
| PRB2 | 264,3 | 102,11 | 190,7 | 8,88 | 183,7 | 7,36 | 177,6 | 2,56 | 3,4 |
| PRB13 | 266,9 | 60,23 | 180,3 | 4,37 | 184,1 | 4,26 | 177,7 | 1,8 | 3,6 |
| PRB40 | 117,9 | 112,38 | 167,6 | 7,62 | 174,1 | 7,74 | 178,3 | 2,87 | -2,4 |
| PRB77 | 209,1 | 44,91 | 177,3 | 2,67 | 181,1 | 3,05 | 178,9 | 1,61 | 1,2 |
| PRB37 | 153 | 96,31 | 169,6 | 7,73 | 178,1 | 6,76 | 180 | 2,61 | -1,1 |
| PRB59 | 170,9 | 54,49 | 180 | 3,48 | 179,8 | 3,7 | 180,4 | 1,67 | -0,3 |
| PRB36 | 218,1 | 92 | 176,7 | 7,01 | 183,1 | 6,69 | 180,4 | 2,55 | 1,5 |
| PRB30 | 158 | 68,63 | 177,3 | 4,69 | 179,1 | 4,73 | 180,6 | 2 | -0,8 |
| PRB92 | 234,8 | 62,2 | 198,8 | 4,68 | 184,9 | 4,45 | 180,9 | 1,85 | 2,2 |
| PRB25 | 171,7 | 66,73 | 180,6 | 4,18 | 180,6 | 4,62 | 181,2 | 1,88 | -0,3 |
| PRB55 | 0,1 | 175,07 | 158,4 | 11,76 | 168,8 | 12,1 | 181,4 | 4,57 | -6,9 |
| PRB49 | 400,1 | 154,39 | 169,8 | 11,75 | 198,2 | 12,89 | 181,8 | 4,07 | 9,0 |
| PRB48 | 246,7 | 141,87 | 167,4 | 10,7 | 186,6 | 10,88 | 181,9 | 3,8 | 2,6 |
| PRB91 | 204,8 | 59,65 | 198,5 | 4,26 | 183,9 | 4,21 | 182,2 | 1,83 | 0,9 |
| PRB43 | 148,7 | 124,36 | 166,3 | 8,85 | 180,3 | 8,98 | 182,7 | 3,32 | -1,3 |
| PRB8 | 140,6 | 86,44 | 194,7 | 6,63 | 179,9 | 5,95 | 182,9 | 2,25 | -1,6 |
| PRB24 | 84,4 | 89,58 | 188,2 | 5,37 | 176,4 | 6,01 | 183,3 | 2,12 | -3,8 |
| PRB73 | 255 | 51,22 | 184,7 | 3,46 | 188,8 | 3,68 | 183,5 | 1,7 | 2,9 |
| PRB110 | 109,5 | 64,57 | 185,7 | 4,54 | 178,6 | 4,41 | 183,9 | 1,97 | -2,9 |
| PRB53 | 195,7 | 166,1 | 162,9 | 11,69 | 184,6 | 12,68 | 183,9 | 4,48 | 0,4 |
| PRB50 | 112,7 | 143,24 | 167,3 | 10,51 | 179,6 | 10,38 | 184,8 | 3,91 | -2,8 |
| PRB21 | 266,7 | 54,97 | 188,5 | 3,54 | 191,3 | 4,02 | 185,2 | 1,78 | 3,3 |
| PRB65 | 238,2 | 62,3 | 190,1 | 3,1 | 189,3 | 4,54 | 185,3 | 1,81 | 2,2 |
| PRB23 | 332,7 | 74,95 | 183,1 | 3,86 | 196,6 | 5,81 | 185,4 | 2,04 | 6,0 |
| PRB18 | 274,9 | 77,09 | 184,8 | 4,61 | 192,2 | 5,81 | 185,5 | 2,03 | 3,6 |
| PRB17 | 399,1 | 59,85 | 194,6 | 3,99 | 202,1 | 4,8 | 185,6 | 1,86 | 8,9 |
| PRB45 | 403,3 | 157,41 | 194,2 | 12,54 | 202,4 | 13,33 | 185,6 | 4,01 | 9,1 |
| PRB84 | 134,6 | 46,76 | 186,5 | 3,2 | 182,1 | 3,16 | 185,7 | 1,7 | -1,9 |
| PRB79 | 153,5 | 42,24 | 190,9 | 2,85 | 183,9 | 2,85 | 186,2 | 1,65 | -1,2 |
| PRB58 | 240,4 | 48,48 | 191,5 | 2,76 | 191,2 | 3,49 | 187,1 | 1,68 | 2,2 |
| PRB70 | 287,6 | 66,92 | 193,7 | 3,92 | 194,8 | 5,09 | 187,2 | 1,91 | 4,1 |
| PRB47 | 83,9 | 151,1 | 177,2 | 10,99 | 180,7 | 10,86 | 188,2 | 3,92 | -4,0 |
| PRB86 | 217,7 | 68,23 | 193,1 | 4,24 | 191,5 | 5,05 | 189,3 | 1,98 | 1,2 |
| PRB3 | 301,8 | 98,32 | 208,5 | 9,28 | 198,5 | 7,61 | 190 | 2,66 | 4,5 |
| PRB82 | 177 | 53,32 | 196,1 | 3,33 | 189,9 | 3,82 | 190,9 | 1,81 | -0,5 |
| PRB81 | 343,2 | 55,76 | 200,6 | 3,55 | 203 | 4,39 | 191,1 | 1,86 | 6,2 |
| PRB101 | 190,5 | 56,2 | 201 | 4,28 | 191,6 | 4,11 | 191,6 | 1,93 | 0,0 |
| PRB102 | 209,1 | 68,77 | 209,3 | 6 | 193,4 | 5,15 | 192,1 | 2,08 | 0,7 |

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|------|
| PRB61 | 385,9 | 78,93 | 202,6 | 5,19 | 207,9 | 6,58 | 192,4 | 2,15 | 8,1 |
| PRB14 | 181,5 | 68,06 | 209,4 | 5,86 | 191,7 | 4,96 | 192,5 | 2,01 | -0,4 |
| PRB51 | 22,5 | 165,56 | 171,7 | 11,88 | 180,5 | 11,94 | 192,8 | 4,52 | -6,4 |
| PRB46 | 133,9 | 134,27 | 175,8 | 10,25 | 189,9 | 10,21 | 194,5 | 3,82 | -2,4 |
| PRB105 | 171,8 | 62,05 | 200,3 | 4,82 | 192,8 | 4,58 | 194,5 | 2,03 | -0,9 |
| PRB109 | 197,4 | 80,22 | 203,9 | 6,02 | 196,1 | 6,12 | 196 | 2,29 | 0,1 |
| PRB1 | 318,4 | 110,22 | 215,7 | 10,74 | 208,2 | 9,04 | 198,7 | 3,02 | 4,8 |
| PRB89 | 180,2 | 64,63 | 201,3 | 4,66 | 198,6 | 4,9 | 200,1 | 2,05 | -0,7 |
| PRB99 | 258,1 | 118,68 | 226,4 | 8,61 | 206,1 | 9,74 | 201,5 | 2,93 | 2,3 |
| PRB106 | 160,5 | 62,9 | 205,3 | 4,92 | 198,4 | 4,76 | 201,6 | 2,13 | -1,6 |
| PRB60 | 400,1 | 78,88 | 207,9 | 5,79 | 218,9 | 6,92 | 202,3 | 2,26 | 8,2 |
| PRB108 | 185,1 | 60,86 | 195 | 5,28 | 204,5 | 4,75 | 206,1 | 2,17 | -0,8 |
| PRB107 | 208,9 | 65 | 218,8 | 5,66 | 206,7 | 5,16 | 206,5 | 2,22 | 0,1 |
| PRB56 | 327,6 | 42,97 | 208,2 | 2,99 | 218,4 | 3,51 | 208,3 | 1,82 | 4,8 |
| PRB93 | 293,6 | 66,29 | 223,3 | 4,62 | 219 | 5,62 | 212 | 2,23 | 3,3 |
| PRB98 | 338,2 | 95,19 | 214,1 | 5,74 | 226 | 8,54 | 215,3 | 2,75 | 5,0 |
| PRB27 | 376,5 | 96,34 | 209,4 | 5,79 | 229,8 | 8,84 | 215,6 | 2,82 | 6,6 |
| PRB10 | 193,3 | 85,97 | 229 | 7,75 | 216,3 | 7,08 | 218,5 | 2,65 | -1,0 |
| PRB52 | 243 | 180,06 | 194 | 14,23 | 220,6 | 16,28 | 218,6 | 5,53 | 0,9 |
| PRB97 | 380,7 | 74,22 | 218,8 | 4,93 | 234,6 | 6,85 | 220,3 | 2,49 | 6,5 |
| PRB76 | 466,9 | 74,87 | 256,8 | 6,14 | 248 | 7,33 | 225,3 | 2,5 | 10,1 |
| PRB74 | 235,4 | 84,64 | 226,3 | 4,89 | 228,2 | 7,44 | 227,4 | 2,57 | 0,4 |
| PRB104 | 117,3 | 67,28 | 239,1 | 5,84 | 218,1 | 5,51 | 227,6 | 2,42 | -4,2 |
| PRB68 | 250,5 | 69,29 | 228,9 | 4,22 | 229,8 | 6,08 | 227,7 | 2,33 | 0,9 |
| PRB100 | 373,4 | 89,46 | 241 | 6,52 | 243,8 | 8,65 | 230,4 | 2,87 | 5,8 |
| PRB85 | 224 | 54,95 | 254,2 | 4,68 | 238,7 | 4,89 | 240,2 | 2,31 | -0,6 |
| PRB20 | 354 | 92,51 | 233,7 | 6,69 | 252,4 | 9,13 | 241,6 | 2,95 | 4,5 |
| PRB64 | 365,3 | 59,81 | 247,4 | 4,01 | 258,5 | 5,88 | 246,7 | 2,4 | 4,8 |
| PRB62 | 315,5 | 48,57 | 275,5 | 4,41 | 291,7 | 5,18 | 288,6 | 2,6 | 1,1 |
| PRB9 | 467,5 | 92,66 | 319,6 | 12,24 | 320,5 | 11,27 | 300,6 | 3,93 | 6,6 |
| PRB75 | 357,2 | 68,49 | 321,3 | 5,88 | 320,8 | 8,2 | 315,6 | 3,29 | 1,6 |
| PRB54 | 295,4 | 176 | 303,7 | 22,73 | 333,2 | 23,14 | 338,8 | 8,61 | -1,7 |
| PRB63 | 272,9 | 46,48 | 335,6 | 4,75 | 331,7 | 5,45 | 340 | 3,01 | -2,4 |
| PRB67 | 411,7 | 49,16 | 359 | 5,46 | 367,1 | 6,59 | 359,9 | 3,31 | 2,0 |
| PRB88 | 441,2 | 62,13 | 379,7 | 7,79 | 378,7 | 8,65 | 368,4 | 3,8 | 2,8 |
| PRB69 | 501,8 | 62,44 | 376,6 | 6,77 | 391,8 | 8,92 | 373,1 | 3,77 | 5,0 |
| PRB44 | 429,1 | 121,26 | 336,3 | 18,15 | 381,6 | 17,71 | 373,9 | 6,87 | 2,1 |
| PRB94 | 419,6 | 70,3 | 407,8 | 9,75 | 386,6 | 10,04 | 381 | 4,18 | 1,5 |
| PRB66 | 526,7 | 51,82 | 397,7 | 5,99 | 408,2 | 7,6 | 387,3 | 3,64 | 5,4 |
| PRB16 | 472,7 | 53,72 | 423,9 | 9,06 | 418,8 | 7,92 | 408,9 | 3,9 | 2,4 |
| PRB96 | 381,7 | 52,95 | 472,2 | 9,69 | 443,7 | 8,24 | 455,6 | 4,45 | -2,6 |
| PRB41 | 545,4 | 109,35 | 484,1 | 24,21 | 528,5 | 21,02 | 524,7 | 8,88 | 0,7 |
| PRB11 | 620,5 | 64,74 | 607,3 | 17,73 | 563,3 | 12,59 | 549,3 | 5,88 | 2,5 |
| PRB28 | 764,1 | 56,12 | 764,4 | 18,61 | 752,3 | 13,76 | 748,1 | 7,66 | 0,6 |
| PRB12 | 962,2 | 66,41 | 874,3 | 25,63 | 877,6 | 18,65 | 844,4 | 9,48 | 3,9 |
| PRB7 | 1786,6 | 60,31 | 1779,3 | 60,01 | 1737,5 | 26,57 | 1697,2 | 18,38 | 2,4 |